

Zeitschrift: Archives des sciences [2004-ff.]
Herausgeber: Société de Physique et d'histoire Naturelle de Genève
Band: 67 (2014)
Heft: 1

Artikel: La plate-forme carbonatée urgonienne (Hauterivien supérieur - Aptien inférieur) dans le Sud-Est de la France et en Suisse : synthèse
Autor: Clavel, Bernard / Charollais, Jean / Busnardo, Robert
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-738374>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 31.01.2026

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

La plate-forme carbonatée urgonienne (Hauterivien supérieur - Aptien inférieur)

dans le Sud-Est de la France et en Suisse: synthèse

Bernard CLAVEL¹, Jean CHAROLLAIS², Robert BUSNARDO³, Bruno GRANIER⁴, Marc CONRAD⁵, Pierre DESJACQUES⁶ et Jacques METZGER⁷

Ms. reçu le 1^{er} août 2014, accepté 1^{er} décembre 2014

Abstract

The Urgonian carbonate platform (Upper Hauterivian - Lower Aptian) in SE France and Switzerland: a synthesis. – *The Urgonian carbonate platform forms the backbone of the French northern subalpine chains and, to some extent plays a role in the Jura morphology. Presently, both its onset and evolution are the subject matter of three opposing models, elaborated and published by different 'schools': the school of Grenoble (with H. Arnaud and co-authors), the school of Neuchâtel – Lausanne (with K. Föllmi and co-authors), and the school of Geneva – Lyon, represented by the present authors.*

An historical overview of the works dedicated to the « Urgonien auct. » is followed by the presentation of our own model, which was sketched out thirty years ago, based on biostratigraphic data provided by ammonites and echinoids, and thereafter improved by the study of microfossils (particularly orbitolinids and dasycladalean algae). Seven geological field sections are correlated from the Jura to the southern Vercors (subalpine chains), in addition to seven sections across the Vivarais (northern Provence). They allow two transects to be established which highlight the progradation of the Urgonian platform, from the NNE to the SSW (north of the Vocontian Trough), and from the SW to the NE in Provence. Ammonites and microfossils, both founding the biostratigraphic framework, are illustrated in 27 plates. The corresponding assemblages of orbitolinids are compared with those found in two sections located in Provence, and one representative section in the central Swiss Helvetic domain, which are illustrated in 5 plates.

The various arguments – biostratigraphic, geochemical, sequential – called upon in the three models are presented on this occasion and the related conclusions challenged by field evidence.

Keywords: Aptian, Aravis, Barremian, Bas-Vivarais, Chartreuse, Early Cretaceous, Hauterivian, Jura, Orbitolinids, Provence, Switzerland, Urgonian, Vercors

¹ 24, chemin des Champs d'Amot, F-74140 Messery. E-mail: b.clavel1@orange.fr

² Sciences de la terre et de l'Environnement, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève, Suisse

³ 13, chemin de Meruzin, F-69370 Didier au Mont d'Or

⁴ Department of Ecology and Evolutionary Biology, The University of Kansas, 1200 Sunnyside Av., Lawrence, Kansas 66045, USA. E-mail: bgranier@ku.edu

⁵ 71, chemin de Planta, CH-1223 Cologny

⁶ 7, avenue de l'Aurore, CH-1225 Chêne-Bourg

⁷ 25, quai Charles-Page, CH-1205 Genève

■ Résumé

La plate-forme carbonatée urgonienne forme l'ossature des chaînes subalpines septentrionales françaises et, plus modestement, souligne la morphologie jurassienne. Sa mise en place et son évolution sont actuellement l'objet de trois modèles inconciliables conçus et publiés par des « écoles » différentes: école de Grenoble (avec H. Arnaud et co-auteurs) pour la première, école de Neuchâtel – Lausanne (avec K. Föllmi et co-auteurs) pour la deuxième, école de Genève-Lyon (représentée par les auteurs ci-dessus) pour la troisième.

Le rappel historique des travaux consacrés à l'« Urgonien aut. » est suivi de la présentation de notre propre modèle, esquissé il y a déjà une trentaine d'années à partir des données biostratigraphiques fournies par les ammonites et les échinides, développé et précisé depuis par l'étude des microfossiles (orbitolinidés et dasycladales notamment). Sept coupes corrélées du Jura vaudois au Vercors méridional et sept autres à travers le Vivarais permettent d'établir deux transects, qui mettent en évidence la progradation de la plate-forme urgonienne du NNE au SSW pour le premier et du SW au NE pour le second; les ammonites et microfossiles qui assurent leur cadre biostratigraphique sont figurés dans 27 planches. Leurs faunes d'orbitolinidés sont comparées à celles de deux coupes situées en Provence et d'une coupe représentative du domaine helvétique de Suisse centrale: ces dernières sont illustrées en 5 planches.

Les divers arguments – biostratigraphiques, géochimiques, séquentiels – invoqués dans les trois différents modèles seront présentés à cette occasion et leurs conclusions confrontées aux réalités du terrain.

Mots-clés: Aptien, Aravis, Barrémien, Bas-Vivarais, Chartreuse, Crétacé inférieur, Hauterivien, Jura, Orbitolinidés, Provence, Suisse, Urgonien, Vercors.

Table des matières

I. BREF HISTORIQUE

3

II. MODÈLE DE L'ÉCOLE GENEVOISE – LYONNAISE

[L'URGONIEN, ESSENTIELLEMENT UNE PROGRADATION RÉGULIÈRE EN DIRECTION DU BASSIN]

6

1. Remarques préliminaires
2. Biostratigraphie
 - 2.1. Ammonites
 - 2.2. Echinides
 - 2.3. Orbitolinidés
 - 2.3.1. Méthodologie
 - 2.3.2. Nouvelle biostratigraphie des orbitolinidés: ce travail
 - 2.4. Dasycladales
 - 2.5. Dinokystes
 - 2.6. Nannofossiles
 - 2.7. Charophytes et pollens
3. Géochimie
4. Stratigraphie séquentielle
 - 4.1. Remarques préliminaires
 - 4.2. De la stratigraphie séquentielle à l'identification de biozones en domaine de plate-forme: l'exemple de la zone à Ohmi
5. Etapes de la progradation de la plate-forme urgonienne jurassienne et ardéchoise
 - 5.1. Du Jura vaudois au Vercors méridional
 - 5.2. Du Bas-Vivarais au bassin vocontien
6. Observations de terrain: les olistolithes des Aravis
7. Comparaison avec le domaine provençal: coupe d'Orgon

III. EXAMEN CRITIQUE DU MODÈLE DE L'ÉCOLE GRENOBLOISE

[L'URGONIEN, UNE FORMATION TRANSGRESSIVE AU BARRÉMIEN SUPÉRIEUR]

26

1. Biostratigraphie
 - 1.1. Ammonites
 - 1.2. Echinides
 - 1.3. Orbitolinidés
 - 1.3.1. Répartition selon Arnaud et al. (1998)
 - 1.3.2. Répartition selon Bastide et al. (2012)

- 1.4. Dasycladales
- 1.5. Dinokystes
- 1.6. Charophytes et pollens
2. Géochimie
3. Stratigraphie séquentielle
 - 3.1. Les termes séquentiels
 - 3.2. La discontinuité SbB3
 - 3.3. Les Calcaires urgoniens: formation transgressive
4. Observations de terrain
 - 4.1. La falaise orientale du Vercors
 - 4.2. La discontinuité «renforcée tectoniquement» du Mont Aiguille
 - 4.3. L'exemple des Couches inférieures à orbitolines
5. Conclusions

IV. EXAMEN CRITIQUE DU MODÈLE DE L'ÉCOLE NEUCHÂTELOISE – LAUSANNOISE [L'URGONIEN, UNE FORMATION RÉGRESSIVE AU BARRÉMIEN SUPÉRIEUR]

43

1. Biostratigraphie
 - 1.1. Ammonites du domaine helvétique de Suisse centrale
 - 1.2. Ammonites du Jura
 - 1.3. Echinides
 - 1.4. Orbitolinidés
 - 1.5. Dasycladales
 - 1.6. Dinokystes
 - 1.7. Nannofossiles
 - 1.8. Calpionelles
 - 1.9. Charophytes
2. Géochimie
 - 2.1. Corrélations par le $\delta^{13}\text{C}$
 - 2.2. Datation par le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
 - 2.3. Sédimentologie à partir du K-Ar
 - 2.4. Paléoclimat et paléoenvironnement
3. Stratigraphie séquentielle
4. Observations de terrain: coupe du Sântis
5. Conclusions

V. REMARQUES GÉNÉRALES

54

1. Urgonien *auct.*: un concept flou
2. Validité de l'échantillonnage
3. Crédibilité des datations
4. Conclusions erronées
5. Arguments et citations falsifiés

VI. CONCLUSIONS

58

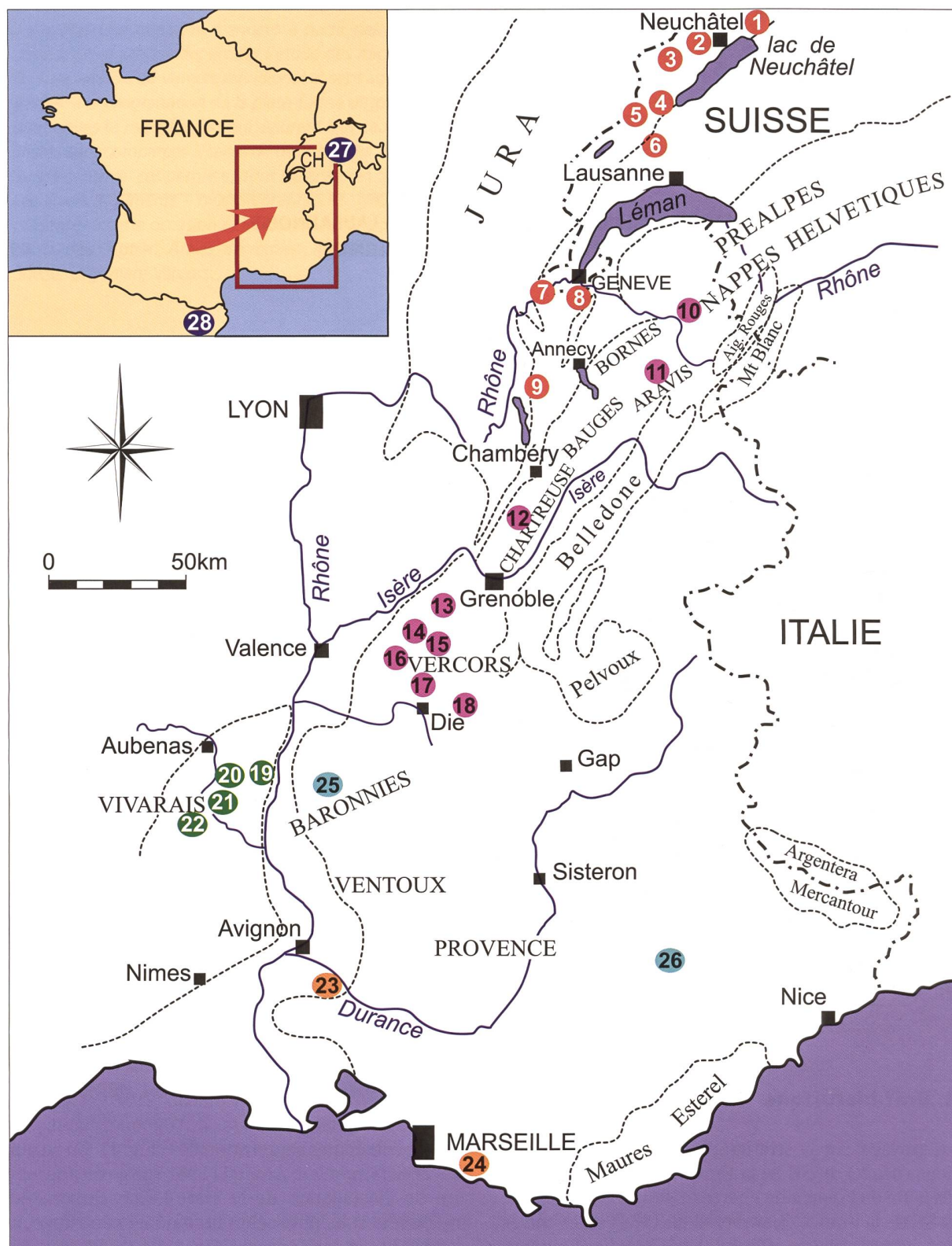
I. Bref historique

Les travaux sur la stratigraphie des Calcaires urgoniens (*auct.*) du SE de la France se sont développés dès la fin de la seconde guerre mondiale. La Synthèse du SE de la France (Cavelier et al. 1984) et les cartes paléogéographiques afférentes se basent notamment

sur les travaux de Arnaud-Vanneau (1980) et Arnaud (1981), les plus complets à l'époque, pour les chaînes subalpines septentrionales (Fig. 1). En ce qui concerne l'Urgonien, Arnaud (1981) propose une lecture de l'installation de la plate-forme carbonatée urgonienne subalpine selon un modèle centrifuge, à partir du haut-fond bioclastique isolé du Plateau de

Glandasse (Vercors sud), en direction du nord, vers la plate-forme jurassienne. L'Urgonien du Vercors et de Chartreuse est ainsi jugé d'âge Barrémien supérieur, les dépôts bioclastiques du Plateau de Glandasse étant principalement d'âge Barrémien infé-

rieur. Il faut noter ici que l'attribution de l'Urgonien au Barrémien supérieur a des conséquences sur la calibration biostratigraphique des orbitolinidés (Arnaud-Vanneau 1980).



Ce point de vue fut choisi dans la synthèse du SE, en dépit d'attributions biostratigraphiques différentes (Charollais et al. 1969: 182) dans les Bornes et les Bauges (chaîmons subalpins les plus septentrionaux). Selon ces auteurs, la progradation urgonienne vers le sud avait débuté dès le Barrémien inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux.

La Commission stratigraphique suisse avait de son côté, proposé dès 1973, à l'initiative de R. Trümpy, d'effectuer une révision des stratotypes historiques du Valanginien et de l'Hauterivien. Faute de moyens logistiques et financiers, les études trainèrent en longueur et les résultats ne furent publiés qu'en 1989 (Remane et al. 1989), après la parution de la Synthèse du SE de la France (Cavelier et al. 1984). Ces travaux héritèrent, sans non plus tenter de la résoudre, de la



Fig. 1. Plan de situation.

Jura neuchâtelois

1 - Hauterive; 2 - Valangin; 3 - Boveresse

Jura vaudois

4 - Uttins; 5 - Vallorbe, La Russille; 6 - Eclépens, La Sarraz, La Lance, Buttes

Jura méridional

7 - Valserine, Rocher des Hirondelles, Grand Essert, Mont de Musièges; 8 - Vuache, Salève; 9 - Mont Clergeon

Massifs subalpins septentrionaux

10 - Cluses, Pointe de Bellegarde; 11 - Pointe Percée; 12 - Berland, Pas du Frou, Pic de l'Oeillette; 13 - Gorges du Nant, Pas de Pré Coquet; 14 - Grands Goulets; 15 - Pas de la Balme; 16 - Combe Laval, Serre de Pelandré; 17 - La Béguère, Col de Rousset; 18 - Pas de l'Essaure, La Montagnette, Mont Aiguille, Plateau de Glandasse, Combe Male, Serre de Baume, Sillon du Royans, Font Froide, Pas Ernadant

Bas-Vivaraïs

19 - St Montan-Imbourg, Viviers; 20 - Vallée de l'Ibie; 21 - Pont de Laval, Mas de Gras, Serre de Tourre, Chames; 22 - Berrias, Col de la Serre, Imbourg, Haute Bavaron, La Vignasse, Les Arrodonis

Provence

23 - Orgon; 24 - La Bédoule

Bassin vocontien

25 - L'Estellon, La Charce; 26 - Angles, Vergons, Gard

Suisse (domaine helvétique)

27 - Alvier (Barbielergrat), Sântis, Tierwis, Rawil

Pyrénées espagnoles

28 - Organya

controverse stratigraphique sur l'âge de l'installation de la plate-forme urgonienne et sur les modalités de sa mise en place. Ainsi, dans la carrière d'Eclépens (Jura vaudois), la partie basale de l'Urgonien supérieur était attribuée au Barrémien probablement supérieur par Arnaud-Vanneau & Masse (1989: 257-276) alors qu'elle était datée de l'Hauterivien supérieur par Clavel & Charollais (1989a, b).

A cette même époque, la collecte d'ammonites hauteriviennes dans les dernières couches hémipélagiques sous les faciès urgoniens (Clavel et al. 1986) faisait l'objet de deux interprétations contradictoires:

- installation de l'Urgonien dès le sommet de l'Hauterivien dans les massifs subalpins septentrionaux comme dans le Jura méridional pour Clavel et al. (1986);
- apparition des faciès de plate-forme interne sur l'ensemble de cette région à partir de la partie moyenne du Barrémien (Barrémien supérieur basal probable) pour Arnaud-Vanneau & Arnaud (1986).

La présence de ces ammonites démontrait pour Arnaud & Arnaud-Vanneau (1989) la disparition vers le nord des «*dépôts du Barrémien inférieur et de la plus grande partie, voire de la totalité de l'Hauterivien supérieur, entre le Vercors et le Jura neuchâtelois*». Au-dessus de l'importante lacune ainsi identifiée, Arnaud-Vanneau & Arnaud (1990) considéraient les Calcaires urgoniens comme une formation transgressive à partir du «*haut-fond précurseur*» du sud Vercors.

Arnaud et al. (1998) définissaient formellement la Formation des Calcaires urgoniens (p. 11) et dataient son apparition de la base de la zone à Sartousiana, au-dessus de la limite de séquence SbB3 qui «*tronque à l'échelle régionale les couches hauteriviennes sous-jacentes dont l'âge est de plus en plus récent vers le sud*» (p. 66).

A partir des années 2000, les résultats des études de géochimie ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, K-Ar et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) sont utilisés à des fins stratigraphiques par Föllmi et coauteurs. Les corrélations proposées pour le Jura et la Suisse centrale (domaine helvétique) introduisent une autre lecture de l'installation de la plate-forme urgonienne jurassienne, reprenant en partie les conclusions biostratigraphiques de Arnaud & Arnaud-Vanneau (1989) et Arnaud et al. (1998) mais la faisant survenir dans un milieu précédemment ennoyé («*drowned*») au lieu d'un domaine précédemment émergé depuis l'Hauterivien supérieur.

En résumé, la mise en place de la plate-forme urgonienne dans le Jura et le SE de la France est actuellement l'objet de deux interprétations biostratigraphiques.

phiques différentes : Hauterivien supérieur (Clavel & Charollais 1989a, b; Clavel et al. 1995 et seq.; ce travail) contre Barrémien supérieur élevé (Arnaud-Vanneau 1980; Arnaud 1981; Arnaud & Arnaud-Vanneau 1989; Arnaud et al. 1998; Bodin et al. 2006b; Föllmi et al. 2006, 2007; Föllmi & Gainon 2008; Godet et al. 2012).

L'évolution de cette plate-forme est d'autre part attribuée à :

- une **progradation** régulière en direction du bassin (Clavel & Charollais 1989b; Charollais et al. 2001, 2003; Clavel et al. 2007, ce travail), essentiellement;
- une **transgression** depuis le sud du Vercors en direction du Jura sur un domaine émergé (Arnaud et al. 1998, Arnaud 2005a);
- une **régression** à partir d'un domaine ennoyé – « *drowned* » – (Godet et al. 2012).

Enfin, les attributions **biostratigraphiques** de chacun de ces modèles sont l'objet de **découpages séquentiels différents**, dont aucun n'est d'autre part comparable avec ceux proposés par Hardenbol et al. (1998) et Haq (2014), fréquemment utilisés dans les publications récentes.

Nos observations de terrain et les conclusions – tant biostratigraphiques que séquentielles – qu'elles impliquent, nous permettrons l'illustration et l'analyse critique des divers points ci-dessus.

II. Modèle de l'école genevoise-lyonnaise

[*L'Urgonien, essentiellement une progradation régulière en direction du bassin*]

1. Remarques préliminaires

La biostratigraphie demeure actuellement la technique fondamentale de datation : toutes les autres (stratigraphie séquentielle, géochimie, etc.) lui sont complémentaires.

Rappelons que l'échantillonnage sur le terrain doit être adapté au type de données désirées. Ainsi, l'étude de foraminifères tels que les orbitolinidés nécessite sur le terrain un examen à la loupe qui exige du temps si le faciès n'est pas très riche. Ces foraminifères n'étant pas distribués uniformément dans la roche, il est en effet nécessaire de rechercher les niveaux les plus fossilifères pour disposer d'un nombre et d'une diversité statistiquement significatifs.

Au stade d'achèvement de l'étude, il nous semble également utile, sinon impératif, que les fossiles les

plus significatifs sur le plan biostratigraphique soient figurés dans les publications, assurant ainsi la crédibilité des articles, ce qui justifie la présence ici de 32 planches d'ammonites, d'orbitolinidés et de dasycladales. Ces illustrations complètent celles des 30 planches de la récente publication de Clavel et al. (2010) portant sur la répartition biostratigraphique des orbitolinidés de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien

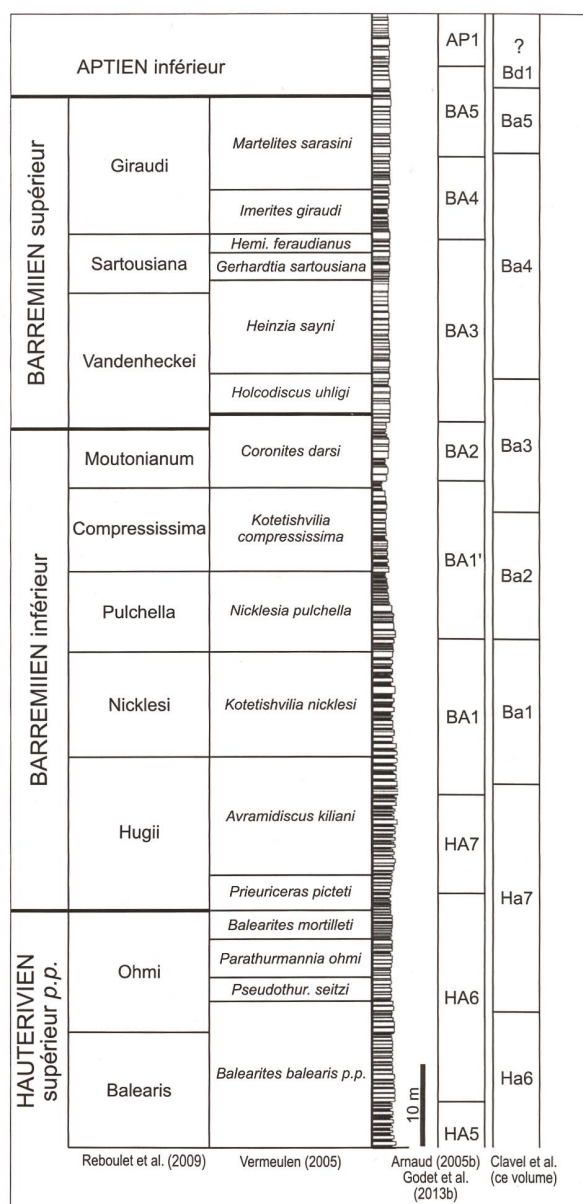


Fig. 2. Coupe lithologique du stratotype d'Angles (Vermeulen 2005). Correspondance entre les zones d'ammonites (Vermeulen 2005; Reboulet et al. 2014) et les cortèges de dépôt suivant la terminologie de Arnaud (2005b; Godet et al. 2013b) et le découpage séquentiel de Clavel et coauteurs (ce travail). Pour éviter toute confusion avec notre propre nomenclature, les abréviations utilisées par Godet et al. (2013b) sont citées sous une forme identique à celles de Arnaud (2005b).

basal. Les déterminations pourront en effet être appréciées par le lecteur et révisées ultérieurement en fonction de connaissances nouvelles, si nécessaire.

2. Biostratigraphie

Le découpage du Crétacé inférieur repose sur la biozonation à ammonites, régulièrement modifiée et affinée (Fig. 2) : nous utiliserons, pour la région étudiée, la biozonation proposée en 2009 par le « Kilian Group » (Reboulet et al. 2009). Les biozones reconnues identifient des successions chronologiques et n'ont évidemment pas une durée identique : ainsi, au Crétacé inférieur, la zone à Boissieri (Berriasien) correspond à 3 millions d'années selon Hardenbol et al. (1998), alors qu'au Barrémien, un même laps de temps est subdivisé en 4 zones d'ammonites selon la même source, en 7 zones par Föllmi et al. (2007) et par Godet et al. (2013a). Leur figuration à l'identique au sein d'un même étage ne représente donc qu'un artifice commode de présentation (exemple pour le Barrémien : chart Hardenbol et al. 1998 ; Föllmi et al. 2007 : fig. 2).

Les principaux éléments de datation fournis par les Calcaires urgoniens sont les ammonites (très rares), les échinides (beaucoup plus fréquents), mais surtout certains foraminifères (essentiellement les orbitolinidés, très fréquents), les dasycladales, dont certaines espèces sont des marqueurs fiables et précis et, dans une moindre mesure, les rudistes, les ostracodes, les nannofossiles et les dinokystes. Les quatre premiers groupes, qui sont souvent associés dans les mêmes niveaux stratigraphiques, sont les plus importants.

2.1. Ammonites

La collecte d'ammonites dans une coupe dépend du collecteur qui la réalise et leur détermination peut varier en fonction du spécialiste qui l'examine, ces deux facteurs ayant un poids important dans les conclusions finales. A ce sujet, un exemple très significatif a été donné par Clavel et al. (1997), qui analysaient les études du Valanginien supérieur de la Charce (Drôme) publiées respectivement la même année par Reboulet et al. (1992) et par Bulot et al. (1992). Sur les 12 genres dont la répartition est publiée par ces deux équipes de chercheurs, 7 ne débutent pas dans les mêmes bancs. D'autre part, pour les 4 genres multispécifiques dont la composition spécifique est détaillée, 22 espèces sont citées. Or, il n'y en a que 9 de communes aux deux équipes et seulement 3 espèces ont une position stratigraphique identique.

Trouver des céphalopodes dans les faciès carbonatés de la plate-forme urgonienne est exceptionnel. Pourtant Delamette (2002 : 191, fig. 244) signale et figure un nautilite dans une tempestite au sein des

Calcaires urgoniens de la Pointe de Bellegarde (massif du Haut-Giffre, Haute-Savoie). De même, Jacques Jenny, géologue genevois, a observé dans une voie d'escalade de la Pointe Percée (chaîne des Aravis) une empreinte de céphalopode dans les Calcaires urgoniens (communication orale, 2004).

En revanche, les dépôts hémipélagiques immédiatement sous-jacents à – ou intercalés dans – la falaise urgonienne tout comme les faciès marneux externes présents sur la plate-forme (« *Couches inférieures à orbitolines* » et leurs équivalents par exemple) sont susceptibles de livrer ammonites et échinides. Ils ont fourni les ammonites qui permettent la calibration biostratigraphique de la répartition des orbitolinidés.

Clavel et al. (2010) ont publié 8 coupes couvrant l'Hauterivien supérieur et le Barrémien basal de la plate-forme urgonienne du SE de la France. Sur les 50 ammonites figurées, 3 se situent immédiatement sous la falaise urgonienne (Pic de l'Oeillette, Mont Aiguille, Charnes), 35 encadrent des faciès bioclastiques à orbitolinidés.

Dans la seconde partie de la contribution de Clavel et al. (2015, sous presse), consacrée aux orbitolinidés du Barrémien, 56 ammonites sont figurées, dont 42 encadrent des faciès de plate-forme à orbitolinidés dans 4 coupes (Montagnette, Serre de Tourne, Mas de Gras, La Charce).

Rappelons également que Granier et al. (2013) ont publié récemment la coupe de l'Estellon (Baronnies, SE France) où les coulées bioclastiques issues de la plate-forme ardéchoise, riches en orbitolinidés, sont encadrées par des ammonites caractéristiques durant tout le Barrémien (Busnardo et al. 2013). Ces données nous permettent de présenter ici un tableau de répartition biostratigraphique des orbitolinidés pour le SE de la France et le Jura franco-suisse mis à jour.

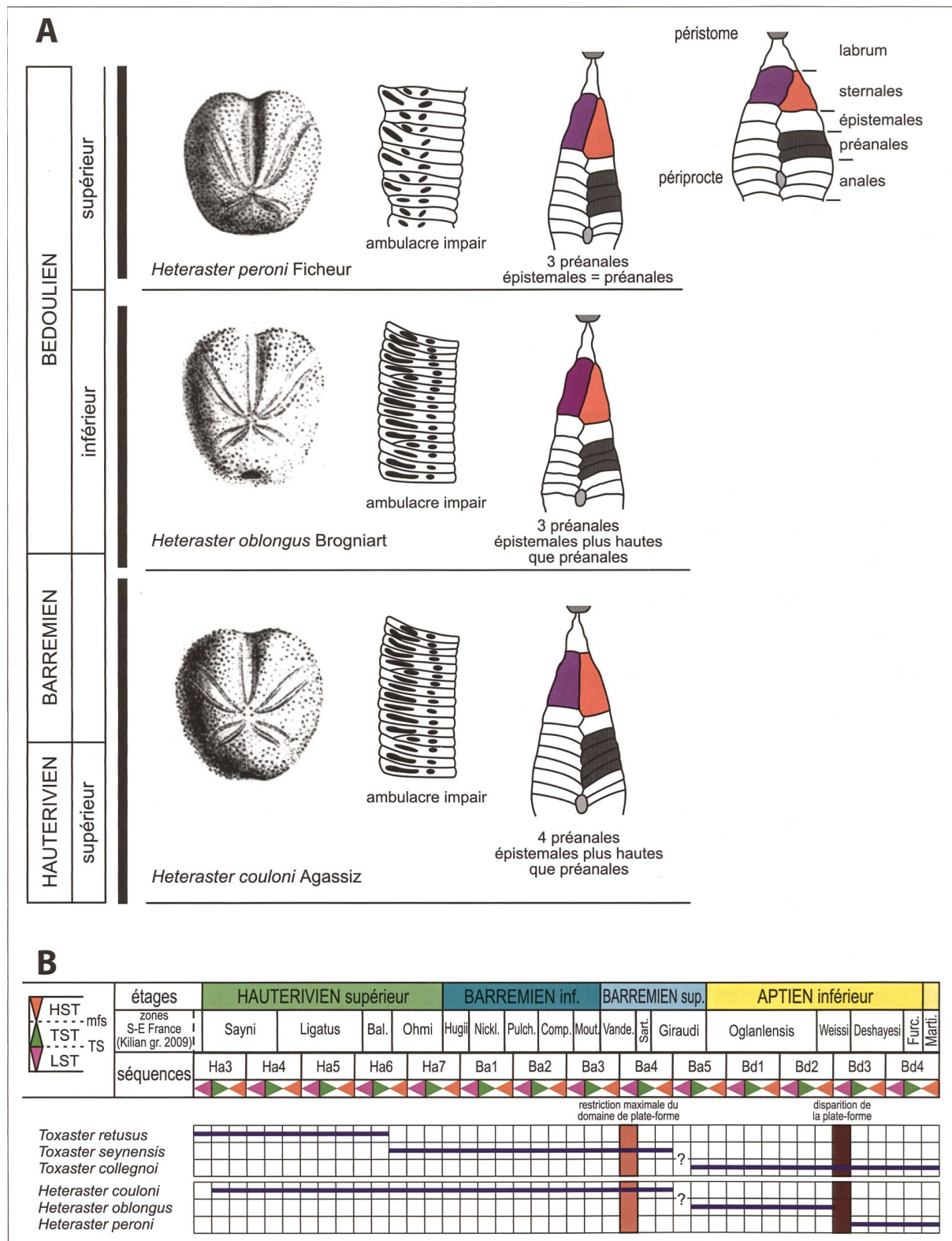
2.2. Echinides

Clavel (1984, 1989 : 149-182, révisé in Clavel et al. 2009) a décrit en détails l'évolution de structures anatomiques de certains genres d'échinides, qui permettent de définir des espèces à réelle valeur biostratigraphique (Fig. 3B). C'est le cas pour :

- *Toxaster retusus* qui fait son apparition dans la partie non basale de la zone à *Radiatus* (Hauterivien inférieur) et disparaît dans la partie inférieure de la zone à *Sayni* (base de l'Hauterivien supérieur) dans le domaine jurassien, en raison de l'arrivée de faciès infralittoraux. Par contre, dans le domaine hémipélagique, cette espèce persiste jusqu'à la base de la zone à *Angulicostata* (sommet de l'Hauterivien supérieur), où elle est remplacée par *T. seynensis* ;

Toxaster seynensis qui débute dans la partie sommitale de l'Hauterivien supérieur et s'éteint au Barrémien supérieur non terminal.

Ces deux espèces, signalées en association avec des ammonites dans la chaîne des Aravis et dans le massif des Bornes, ont récemment fait l'objet d'une figuration et d'une mise au point sur leur valeur biostratigraphique précise (Charollais et al. 2009 : 54-55 et 63, pl. 3).



Dans un travail sur les « *Couches inférieures à orbitolines* » des chaînes subalpines septentrionales, Clavel et al. (2002) ont démontré l'importance biostratigraphique des *Heteraster*. Leur fréquence dans les niveaux marneux permet de séparer aisément le Barrémien supérieur du Bédoulien inférieur. En effet, *Heteraster couloni* ne dépasse pas le Barrémien supérieur (partie basale de la zone à Giraudi – HST Ba4), alors que *Heteraster oblongus* débute dans le Barrémien sommital (partie sommitale de la zone à Giraudi – TST Ba5) et se développe dans le Bédoulien. Les deux espèces (Fig 3A) pouvant être confondues en cas de mauvaise conservation, certaines attributions biostratigraphiques anciennes basées sur ces échinides se sont avérées erronées. Citons le cas du fameux gisement d'Aptien de Boveresse (Jura neuchâtelois) décrit par Guillaume & Portmann (1965), qui en réalité doit être daté de l'Hauterivien non terminal comme l'ont montré Clavel et al. (1994). De même, l'identification de *Heteraster couloni*, confondu dans un premier temps avec *Heteraster oblongus* par Orsat & Strohmenger (1993), a également permis, grâce aux critères anatomiques définis par Clavel (1989), Clavel et al. (2002), de séparer le Barrémien supérieur du Bédoulien dans la coupe de Berland au front du massif de la Chartreuse (Orsat et al. 1998 : 73-86).

La distribution précise de ces deux espèces a été récemment publiée (Clavel et al. 2007 : fig. 3a). Cette référence a été utilisée par Masse & Fenerci-Masse (2011) pour confirmer l'attribution des « Palorbitolina – H. oblongus beds – Late Barremian drowning » de Provence à la « transition Sartousiana-Giraudi ou à l'extrême base de la zone à Giraudi » : cette attribution stratigraphique représentant dans la publication originale la dernière apparition d'*Heteraster couloni*, ne correspond pas à celle de la source citée.

2.3. Orbitolinidés

2.3.1. Méthodologie

Nos techniques d'étude des orbitolinidés ont déjà été exposées dans plusieurs notes (Clavel et al. 2010 : 2 ; Granier et al. 2013 : 150) : nous estimons qu'elles expliquent la majeure partie des énormes différences

(pouvant dépasser un étage) observables dans les répartitions biostratigraphiques publiées respectivement par Arnaud et al. (1998), Arnaud (2005a) et Clavel et al. (2007, 2009, 2010, 2013), Granier et al. (2013).

Ainsi que nous l'avons mentionné plus haut, un examen préalable à la loupe, sur le terrain, est indispensable pour s'assurer du choix d'échantillons riches et représentatifs : la récolte généralement nécessaire va de plusieurs kilos à une trentaine de kilos de matériel par niveau. En laboratoire, les échantillons sont débités en tranches. Chacune d'elles est usée, polie et examinée à la binoculaire pour détecter des sections d'orbitolinidés d'espèces différentes et les orientations qui assurent leur détermination. Les sections les plus caractéristiques, passant si possible par l'embryon sont traitées – ou non – en lames minces (Fig. 4) et photographiées.

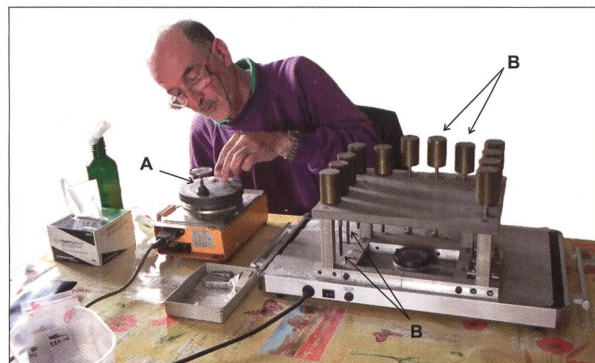


Fig. 4. Dispositif pour la préparation de sections orientées d'orbitolinidés.

A) Dans un premier temps, la face d'un cube de roche préalablement polie renfermant une section orientée d'orbitolinidé est collée sur un porte-objet chauffé entre 50 et 60 degrés, grâce à un mince film de colle (Hillquist à 2 composants; USA).

B) Dans un deuxième temps, phase de séchage sur une plaque chauffante à 80 degrés, pendant 1 heure, sous la pression d'un poids. Après ces opérations, le cube de roche adhère suffisamment fortement pour être scié et usé jusqu'à 7/100^e de mm: on disposera alors d'une lame mince conventionnelle.



Fig. 3. A) Echinides (*Heteraster*). De l'intervalle Hauterivien supérieur – Bédoulien supérieur. Issu du genre circalittoral hémipélagique *Toxaster*, le genre *Heteraster* représente son adaptation au domaine infralittoral de plate-forme. L'important allongement des pores ambulacraires externes répond à la teneur moindre en oxygène d'eaux plus chaudes. Les caractères évolutifs des trois espèces figurées sont notamment caractérisés par le recul de l'appareil apical en direction de l'extrémité postérieure, la réduction du nombre des plaques préanales du plastron et de la taille des épisternales. B) Répartition stratigraphique des échinides cités dans ce travail. L'incertitude concernant les espèces présentes dans le LST Ba5 est due au fait que nous n'en avons pour l'instant jamais collecté de clairement déterminables dans les dépôts de ce niveau.

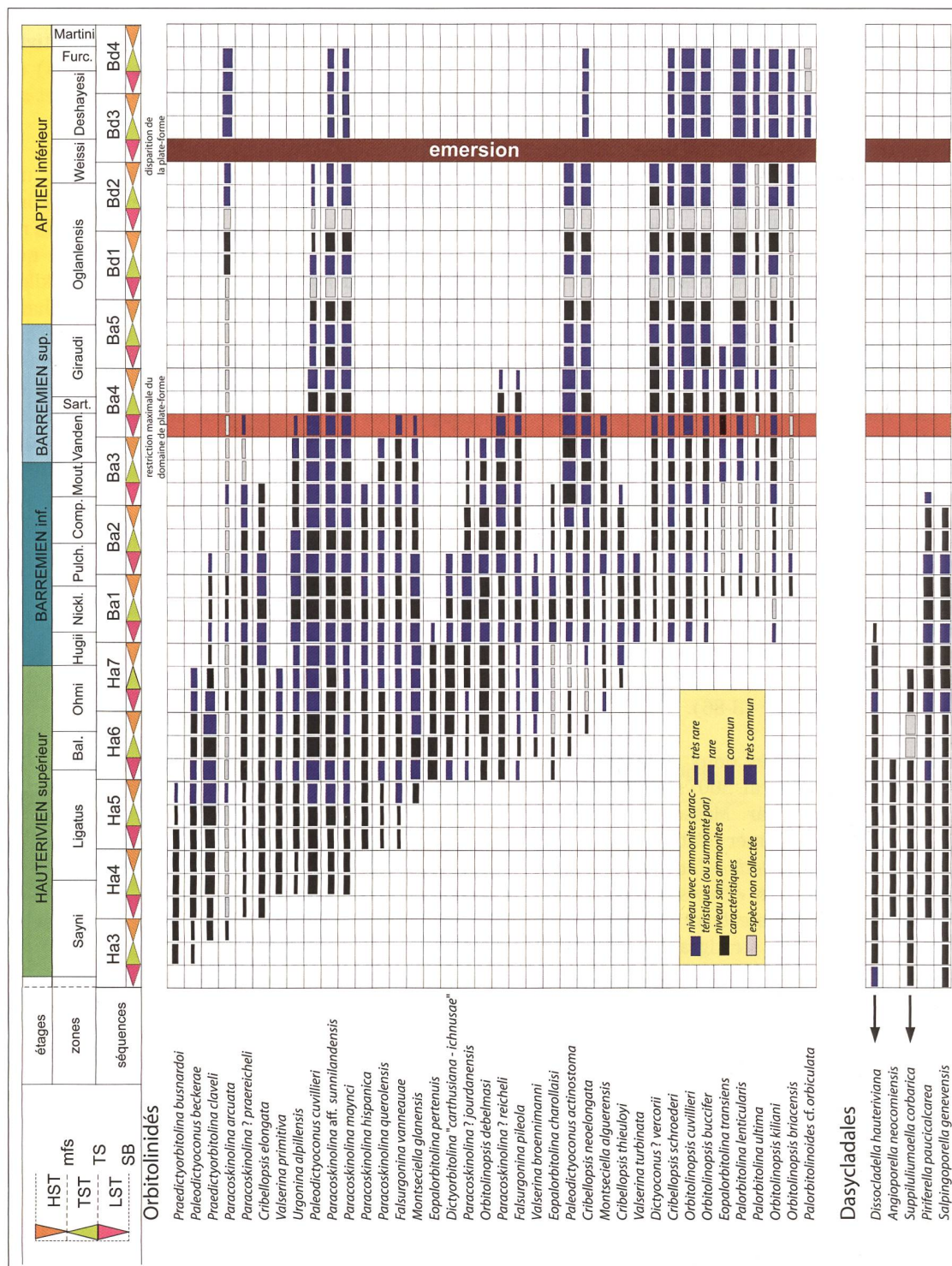


Fig. 5. Répartition biostratigraphique et séquentielle des orbitolinidés et des dasycladates dans le SE de la France, le Jura franco-suisse et le domaine helvétique de Suisse centrale. Nous utilisons la biozonation de Reboulet et al. (Kilian Group 2009), la plus appropriée à la succession des faunes d'ammonites qui sont rencontrées dans la région étudiée, et non celle publiée plus récemment par ces auteurs (Reboulet et al. 2014).

L'expérience a montré que ce travail, qui nécessite plusieurs dizaines d'heures de manipulation et d'examen par échantillon est la seule façon d'obtenir, d'une part, un éventail significatif de l'association présente et, d'autre part, des sections caractéristiques des diverses espèces d'orbitolinidés qui la composent. Un exemple extrêmement démonstratif en est donné dans la littérature par Bernaus (1998)

et Becker (1999). Ces deux auteurs ont travaillé sur la coupe d'Organyà (Pyrénées catalanes) au même endroit, à une année d'intervalle : dans la même portion de coupe, Bernaus (1998) et Bernaus et al. (2000) n'ont identifié qu'une seule espèce d'orbitolinidé (par ailleurs sans signification biostratigraphique), alors que Becker (1999 : fig. 11a) a déterminé 13 taxa (Conrad et al. 2004). En outre, Becker

(1999) a illustré ses déterminations par une quinzaine de photos pour les espèces les plus significatives de cette portion de la coupe d'Organyà.

Dans les niveaux hémipélagiques immédiatement sous-jacents aux faciès bioclastiques (Pic de l'Oeillet, Grands Goulets, Pas de l'Essaure, Pont de Laval, etc.) tout comme dans les niveaux marneux au sein de la formation des Calcaires urgoniens, des prises d'une dizaine de kilos ont été nécessaires pour obtenir, après lavage, des résidus suffisamment riches en microfaune.

2.3.2. Nouvelle biostratigraphie des orbitolinidés : ce travail

Dans une première note sur la « répartition biostratigraphique des orbitolinidés dans la biozonation à ammonites de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien basal du Sud-Est de la France », Clavel et al. (2010) ont proposé une nouvelle répartition des orbitolinidés, identifiés en des coupes où ils sont accompagnés, encadrés ou surmontés par des ammonites. Un travail identique sur l'ensemble du Barrémien paraîtra prochainement (Clavel et al. 2015, sous presse).

Il ressort de ces études que toutes les espèces d'orbitolinidés reconnues jusqu'ici comme « marqueurs » du Barrémien supérieur ou du Bédoulien (Arnaud-Vanneau 1980, Arnaud 1981, Arnaud et al. 1998, Arnaud 2005a, Bastide et al. 2010, 2012) apparaissent au Barrémien basal, voire à l'Hauterivien supérieur.

Granier et al. (2013) ont étudié et échantillonné à L'Estellon (Baronnies – Drôme), une coupe qui montre des coulées bioclastiques à orbitolinidés, issues de la plate-forme ardéchoise, intercalées dans des faciès à ammonites du Barrémien vocontien (Busnardo et al. 2013). A partir d'une centaine de kilos prélevés dans des calcarénites à orbitolinidés, ces auteurs ont repéré les sections orientées les plus significatives pour une détermination spécifique, selon les techniques décrites ci-dessus. Environ 5 m² ont été examinés à la binoculaire, ce qui correspond à la surface de 5750 lames minces classiques de 8,64 cm² chacune. Dans le contexte sédimentologique particulier qu'offre la coupe de l'Estellon (Granier et al. 2013), déjà bien connu grâce notamment aux travaux de Ferry (1976), les associations d'orbitolinidés ont pu être directement calibrées sur les zones d'ammonites de tout le Barrémien, entre les zones à Hugii et Giraudi (Fig. 5). Cette distribution des orbitolinidés confirme celle déjà publiée par Clavel et al. (2010, 2013)

Dépôt du matériel. Sauf indication contraire, les échantillons et lames minces sont déposés au Département de géologie et de paléontologie du Muséum d'Histoire naturelle de la Ville de Genève.

2.4. Dasycladales

Clavel et al. (2007 : fig. 3a) ont publié la répartition stratigraphique de quelques dasycladales caractéristiques (Fig. 5). La poursuite de nos travaux nous a incité à réduire la liste de ces marqueurs pour la présente note : *Angioporella neocomiensis* et *Suppiluliumaella corbarica* sont strictement limitées à l'Hauterivien ; présentes dans l'Hauterivien, trois espèces disparaissent respectivement dans les zones à Hugii (*Dissocladella hauteriviana*¹) et Moutonianum du Barrémien inférieur (*Salpingoporella genevensis* et *Piriferella paucicalcareas*²). Ces conclusions diffèrent légèrement de celles de Masse (1993), Masse & Fenerci-Masse (2013) sans toutefois en modifier la signification globale (Hauterivien et Barrémien inférieur).

2.5. Dinokystes

Depuis plusieurs années, d'importantes recherches sur les dinokystes ont été entreprises par R. Jan du Chêne dans le Jura vaudois et le Vercors septentrional (Gorges du Nant) ; leurs résultats ne sont publiés que partiellement.

Dans l'Urgonien jaune des carrières d'Eclépens et de La Sarraz (Jura vaudois), Jan du Chêne (*in* Clavel et al. 2007 : 1037-1038 ; 1061, pl. 7) a identifié et illustré : *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Aprobolocysta eilema*, *A. neistosa*, *Cribroperidinium confossum*, *Cymososphaeridium validum*, *Muderongia tomaszowensis*, *M. tetracantha*, *M. tabulata*, *M. crucis*, *Pareodinia* sp. 1, *Batioladinium varigranulosum*. Cette association caractérise l'Hauterivien supérieur, ce qui est en accord avec les diagnoses faites par P. Hochuli sur des échantillons d'Urgonien jaune prélevés dans les carrières d'Eclépens par Godet (2006 : 70).

A la base des Calcaires urgoniens des Gorges du Nant (Vercors septentrional), un assemblage de dinokystes comprenant *Cribroperidinium confossum*, *Cymososphaeridium validum* et *Muderongia tomaszowensis* (détermination R. Jan du Chêne, *in* Clavel et al. 2007 : 1034) permet de confirmer l'âge Hauterivien supérieur à des niveaux qui nous avaient fourni, pour la première fois, des orbitolinidés caractéristiques de cet âge (Clavel et al. 2007 : 1034).

2.6. Nannofossiles

Clavel et al. (2007 : 1038) attribuent les associations de nannofossiles de l'Urgonien jaune des carrières de La Sarraz et d'Eclépens (Jura vaudois) à l'Hauterivien supérieur.

¹ espèce attribuée au genre *Deloffrella* par Granier (2013b).

² espèce attribuée au genre *Clypeina* par Granier (2013a).

D'un point de vue chronologique, c'est suite aux résultats d'une étude préliminaire inédite (en février 2006) sur les nannofossiles de l'Urgonien jaune de ces deux mêmes carrières par E. Erba qu'une nouvelle expertise a été menée sous la responsabilité d'A. Strasser (*in* Godet 2006 : 372-373), alors Conseiller de Recherches au Fonds national suisse de la Recherche scientifique. En présence de collègues des universités de Genève et de Lausanne, il a récolté 8 échantillons qu'il a préparés en vue d'une détermination spécifique et qu'il a envoyés à trois spécialistes, sans leur préciser l'emplacement des prélèvements (« *blind test* »).

Les trois spécialistes de Milan (E. Erba), de Paris (S. Gardin) et de Neuchâtel (E. de Kaenel), que nous remercions d'avoir bien voulu accepter de faire l'expertise, n'ont observé d'espèce remaniée dans aucun des 8 échantillons (rapport E. de Kaenel du 06.05.2006, *in* Godet 2006 : 375-380). Pour E. Erba (rapport de juin-juillet 2006, *in* Godet 2006 : 381-383), les nannofossiles de 6 échantillons ne permettent pas de leur attribuer un âge précis (Valanginien à Barrémien) en raison de la mauvaise conservation des nannofossiles. En revanche 2 échantillons lui ont livré des espèces caractéristiques de l'Hauterivien : l'un avec *Tegulalithus septentrionalis*, l'autre avec une association composée de *Eiffellithus striatus*, *Crucibiscutum salebrosum*, *C. neuquenensis*, *Clepsilithus maculosus*. Quant à S. Gardin, elle confirme, malgré le mauvais état de conservation de certains échantillons, l'âge Hauterivien (et même « *Late Hauterivian* » ; rapport 2006, *in* Godet 2006 : 384-386) pour 5 échantillons dans lesquels cette spécialiste a reconnu : *Tegulalithus septentrionalis*, *Rucilolithus windleyae*, *Calcicalathina oblongata*, *Lithraphidites bolli*, *Crucibiscutum salebrosum*, *C. trilevis*, *Tegumentum octiformis*, *Corolithion silvaradion*, *Nannoconus cornuta*, *Speetonina colligata*.

L'étude des nannofossiles de l'Urgonien jaune des carrières de La Sarraz et d'Eclépens (Jura vaudois) démontre donc, sans ambiguïté, l'âge Hauterivien supérieur de cette formation, comme l'avaient écrit Clavel et al. (2007).

2.7. Charophytes et pollens

Clavel et al. (2002) identifient trois discontinuités émergives – érosives dans les niveaux historiquement attribués aux Couches inférieures à orbitolines (CIO). Les flores de charophytes qui leur sont liées, permettent à Martin-Closas et al. (2009) de différencier les palynozones à *Triquetra* (Barrémien inférieur – au Pas du Frou) et *Cruciata* (Barrémien supérieur – Aptien basal – CIO de toutes les coupes). *Atopochara trivolvris triquetra* (« forme typique ») et *Hemiclavator neimongolensis posticeaptus* car-

ractérisent notamment la palynozone à *Triquetra*, tandis que *Ascardiella cruciata*, *Pseudoglobator paucibracteatus*, *Atopochara trivolvris triquetra* (« forme évoluée ») définissent la palynozone à *Cruciata*.

Les conclusions biostratigraphiques tirées des charophytes identifiés à cette occasion dans la coupe de Berland (Chartreuse) confirment pleinement les corrélations établies entre leur niveau et la partie inférieure des CIO de la coupe voisine des Gorges du Frou (mais sur l'autre flanc d'un chevauchement) par Orsat (1991).

3. Géochimie

Les courbes du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ établies tout récemment par Weissert dans la coupe de l'Estellon démontrent :

- la similitude des valeurs et des tendances dans les intervalles du Barrémien échantillonnés à l'Estellon (Weissert, communication écrite 2014) et à Angles (Wissler et al. 2003, Bodin et al. 2005, Godet 2006) : les valeurs du Barrémien inférieur sont toutes inférieures à 1,88‰, celles du Barrémien supérieur sont toutes supérieures à 1,88‰ ;
- la présence conjointe d'orbitolinidés réputés jusqu'à présent caractéristiques du Barrémien supérieur – Aptien inférieur par bon nombre d'auteurs et de valeurs isotopiques représentatives du Barrémien inférieur.

Nous remarquerons d'autre part que des données de géochimie relatives à la plate-forme urgonienne publiées par divers auteurs sont en parfait accord avec les conclusions que nous obtenons à partir des données biostratigraphiques :

- la succession croissante des valeurs du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ établies à Eclépens (Jura vaudois) par Godet et al. (2011) les situe dans l'intervalle Ligatus-Balearis-Ohmi (Hauterivien supérieur) de la courbe de référence de McArthur et al. (2001, 2004), selon Charollais et al. (2013) ;
- les mesures de K-Ar obtenues à partir de grains de glauconie de l'Urgonien jaune de cette même coupe présentent une valeur moyenne de 130.7 Ma, qui correspond à la zone à Ligatus (Charollais et al. 2013) ;
- de même, la courbe du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ établie par Huck et al. (2011 : fig. 5) pour la partie inférieure des Calcaires urgoniens de la coupe de Cluses (Bornes), est marquée par une succession décroissante de valeurs correspondant au Barrémien supérieur de la courbe de référence de McArthur et al. (2001, 2004). Il faut noter que la coupe étudiée et figurée, présentée à tort par ses auteurs comme représentant l'ensemble de la

coupe de l'Urgonien de Cluses, n'en représente que la partie supérieure : les niveaux attribués au Barrémien supérieur par la courbe de référence du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont en fait ceux qui étaient déjà considérés comme Barrémien supérieur par Trabold (1996) et Charollais et al. (1998).

4. Stratigraphie séquentielle

4.1. Remarques préliminaires

Nous considérons biostratigraphie et stratigraphie séquentielle comme absolument nécessaires et indissociables dans le travail de datation d'une quelconque étude de terrain.

Le modèle de stratigraphie séquentielle auquel nous nous référons est le modèle EXXON, développé par P. Vail et al. (1977, 1991 notamment), dont les concepts et définitions ont été récemment actualisés et précisés par Catuneanu et al. (2011).

Nous en rappelons ici la terminologie et ses abréviations : HST (Highstand Systems Tract : cortège de haut niveau marin), TST (Transgressive Systems Tract : cortège transgressif), LST (Lowstand Systems Tract : cortège de bas niveau marin), TS (Transgressive surface : Surface de transgression), SB (Sequence Boundary : limite de séquence), mfs (maximum flooding surface : surface d'inondation maximale).

L'usage de la stratigraphie séquentielle appelle les considérations suivantes :

- le découpage séquentiel amorcé dans les coupes stratotypiques ne peut être contrôlé et validé que par la reconnaissance de ses discontinuités significatives le long de transects bassin – talus – plate-forme, ce qui implique nécessairement la datation biostratigraphique des dites discontinuités tout au long des dits transects ;
- à l'échelle de la région considérée – le bassin vocontien et ses bordures – sur une marge passive de la Téthys, l'enregistrement des variations du niveau marin relatif peut être considéré homogène, en l'absence de perturbations tectoniques locales (identifiables sur les transects) ;
- les variations du niveau relatif provoquent le déplacement des milieux de sédimentation, et donc leur modification en un lieu donné. Les trois cortèges de dépôt constitutifs d'une séquence complète traduisent ces variations (Fig. 6) : les cortèges de haut niveau (HST) et de bas niveau (LST) sont séparés par la limite de séquence (SB) qui marque la brusque accélération de la chute du niveau relatif ; l'inversion de cette tendance débute avec la surface de transgression (TS), base du cortège transgressif (TST) dont la surface d'inondation maximale (mfs) marque l'apogée avec le retour de la tendance régressive du HST. Le système alternatif « Transgressif/Régressif », actuellement souvent utilisé, fait débiter les séquences avec la surface de transgression et réunit HST et LST ;
- la notion de cortège de dépôt (= « systems tract ») permet une illustration aisée de l'installation de la plate-forme en domaine hémipélagique : la progradation induite par la baisse du niveau relatif déplace les dépôts vers des domaines

auparavant plus profonds (plate-forme interne sur plate-forme externe, plate-forme externe sur talus) ; les premiers calcaires à coraux et rudistes s'installent donc nécessairement par un cortège de bas niveau (LST), épisode le moins profond de la

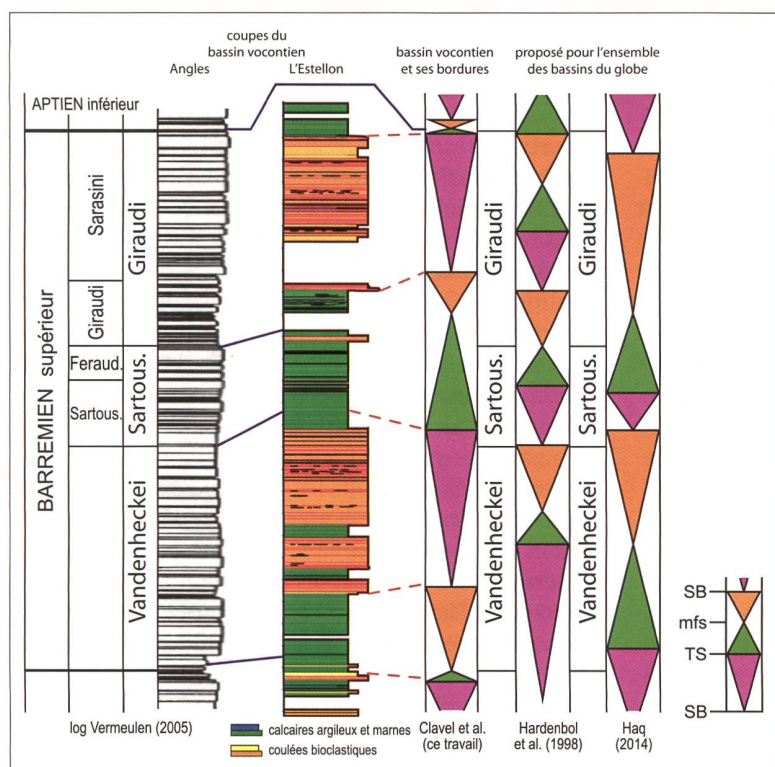


Fig. 6. Les différences notoires entre les découpages séquentiels proposés pour le bassin vocontien (Clavel et al. ce travail) et pour l'ensemble du globe (Hardenbol et al. 1998, Haq 2014) démontrent que les variations eustatiques ne sont pas synchrones d'un bassin à l'autre. L'application des modèles généraux aux coupes du Sud-Est de la France ne se justifie donc pas comme en témoigne ici la coupe de l'Estellon, où les coulées bioclastiques massives dans le bassin correspondent à des TST et HST selon Hardenbol et al. (1998) ou Haq (2014).

séquence ; la plate-forme interne une fois installée est ensuite émergée lors des prochaines périodes de bas niveau, ce qui se traduit alors, et alors seulement, par la confusion des deux discontinuités significatives SB et TS ;

- la correspondance biozones d'ammonites – cortèges de dépôt, établie dans les coupes stratotypiques, n'est validée que par sa vérification jusqu'en plate-forme interne. Ammonites et organismes benthiques sont communément associés en domaine de talus et de bordure de plate-forme externe : ils permettent la construction de transects où les divers cortèges sont corrélables du bassin à la plate-forme interne ;

- le tableau de répartition stratigraphique des orbitolinidés publié et régulièrement mis à jour par Clavel et al. (2009, 2010, 2013, 2015 sous presse, ce travail : fig. 5) précise l'extension des espèces dans la biozonation des ammonites et dans la succession séquentielle : il est ainsi possible de connaître le contenu faunique de chaque cortège de dépôt. On y remarquera que la majorité des attributions basées sur la présence d'ammonites (Fig. 5 : tirets bleus) se situent en toute logique dans des LST de talus et plate-forme externe) et les TST de plate-forme interne.

4.2. De la stratigraphie séquentielle à l'identification de biozones en domaine de plate-forme : l'exemple de la zone à Ohmi

Le schéma séquentiel qui nous permet de proposer l'attribution à des zones d'ammonites précises des divers niveaux de coupes de la plate-forme interne, malgré l'absence des céphalopodes, repose sur trois phases successives :

- identification des différents cortèges de dépôt de la coupe étudiée ;
- datation des dits cortèges de dépôt par leur contenu faunique et phycologique ;
- insertion des cortèges identifiés et datés le long du profil bassin – plate-forme.

La figure 7 illustre un des profils permettant de reconnaître l'Hauterivien et notamment d'identifier plus précisément la zone à Ohmi, du bassin vocontien (Angles, Vergons) à la plate-forme interne jurassienne (Rocher des Hirondelles, Eclépens) :

- la limite Hauterivien – Barrémien, définie par un encadrement d'ammonites, se situe au niveau de la surface d'inondation maximale (*mfs*) de la dernière séquence hauterivienne – Ha7 – identifiée dans l'hypostratotype de l'Hauterivien (Vergons) aussi bien que dans le stratotype du Barrémien (Angles) ;
- dans ces deux coupes de référence, la zone à Ohmi est constituée du cortège de haut niveau (HST) de la séquence Ha6, du cortège de bas niveau (LST) et du cortège transgressif (TST) de la séquence Ha7 : ses limites inférieure et supérieure correspondent donc à des *mfs* ;
- cette même biozone à Ohmi, définie par des ammonites caractéristiques dans les coupes de Pont de Laval et des Grands Goulets, recèle de nombreux orbitolinidés et des

algues dont plusieurs espèces n'ont jamais, pour l'instant, été rencontrées dans le Barrémien ;

- les orbitolinidés et les dasycladales caractéristiques de l'Hauterivien supérieur, peu fréquents au sommet de l'Hauterivien en domaine de talus – plate-forme externe deviennent très communs à la base des coupes de plate-forme interne du Vercors nord, de la Chartreuse, des Bornes, du Jura méridional et dans la totalité des faciès urgoniens du Jura suisse (les termes « externe » et « interne » étant pris dans le sens paléoenvironnemental, et non pas dans leur signification paléogéographique). La zone à Ohmi se termine par exemple avec la *mfs* contemporaine de la dernière apparition des associations hauteriviennes et débute au niveau de la *mfs* de la séquence sous jacente ;

- une fois la plate-forme interne installée, le non-dépôt du LST entraîne la superposition de deux discontinuités caractéristiques, limite de séquence (SB) et surface de transgression (TS) : chaque séquence est alors limitée par deux surfaces de transgression, généralement aisément identifiables ;

- le modèle de transect présenté à la figure 7 rend compte des faits observés sur le terrain et inclut les données biostratigraphiques connues au moment de son établissement. Il peut être à tout moment complété et précisé sur la base de données nouvelles dont il peut lui-même suggérer la recherche : ainsi les deux discontinuités à charophytes que nous avons identifiées au sein de l'ensemble jusque là réputé homogène des Couches inférieures à orbitolines (Clavel et al. 2002) l'ont été en raison de séquences présentes dans le bassin et en Bas-Vivarais mais non encore reconnues dans les massifs subalpins septentrionaux.

5. Etapes de la progradation de la plate-forme urgonienne jurassienne et ardéchoise

A partir de transects bassin – plate-forme, on observe que les faciès oligotrophiques photozoaires à coraux et rudistes constitutifs des *Calcaires urgoniens* (plate-forme interne) font place en direction du bassin à des faciès mésotrophiques hétérozoaires bioclastiques – *Calcaires de Glandasse* dans le Vercors méridional (plate-forme externe), puis hémipélagiques (talus), illustrant la « loi des faciès » de Walther (Clavel et al. 1986, 1995, 2007, 2013, ce travail ; Charollais et al. 2001, 2003 ; Granier et al. 2014).

Le long de ces transects, les corrélations reposent sur la reconnaissance des cortèges de dépôt et leur attribution stratigraphique aux diverses biozones d'ammonites. Les échinides, les orbitolinidés et les dasycladales présents dans chaque coupe de la plate-forme interne forment des associations qui peuvent être comparées à celles reconnues dans les coupes de bordure de plate-forme, où elles se trouvent fréquemment associées à des ammonites caractéristiques (Fig. 5).

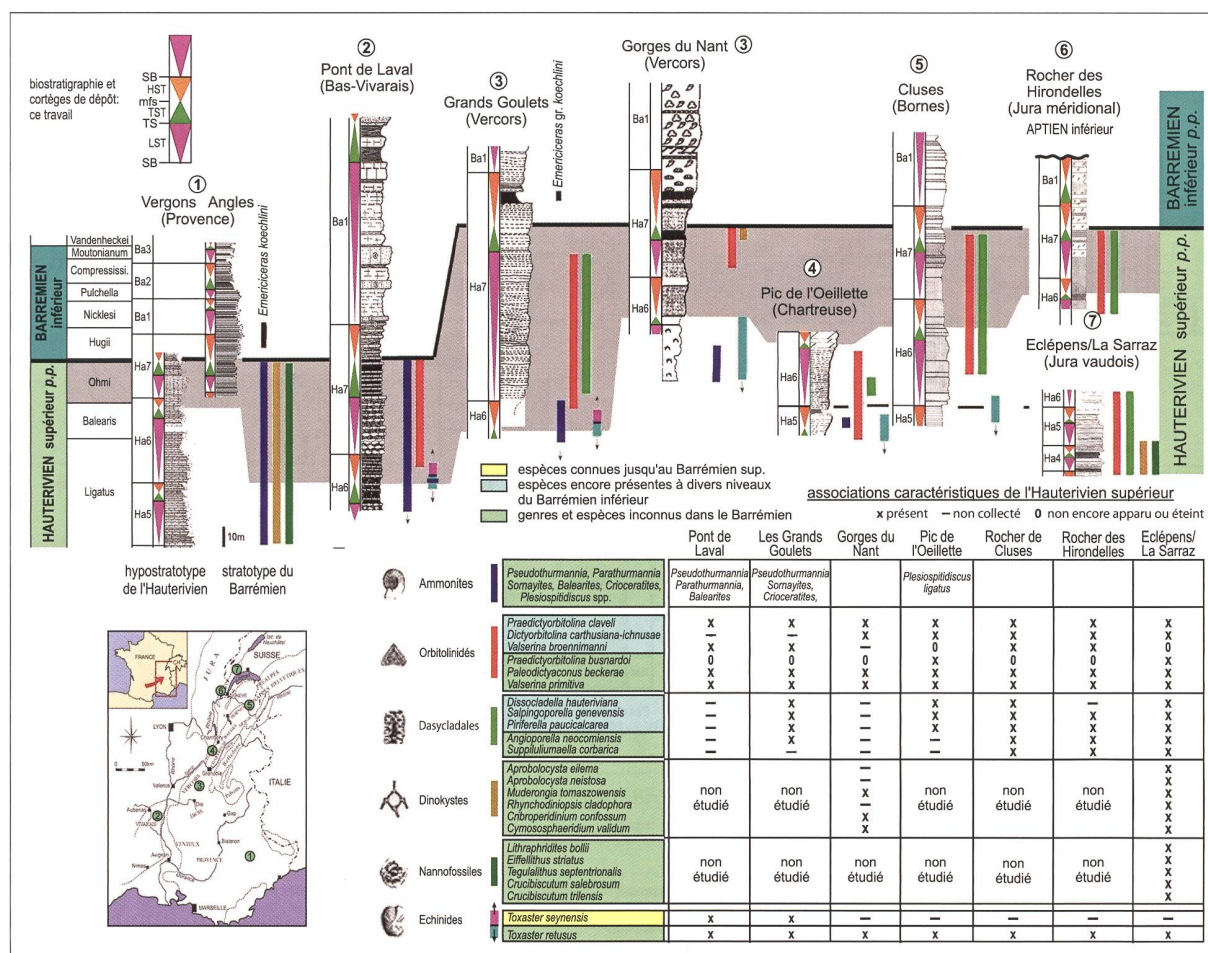


Fig. 7. Transect entre le bassin vocontien (Angles, Vergons) et la plate-forme jurassienne (Jura vaudois). En grisé, zone à Ohmi. Ages, biostratigraphie, cortèges de dépôt, découpage séquentiel : Clavel et coauteurs (ce travail). Logs d'après Busnardo (1963, in Clavel et al. 2010, inédit), Arnaud et al. (1998), Godet et al. (2010)

Ces éléments permettent de reconnaître le caractère **progradant** de la mise en place des milieux de plate-forme et d'en définir clairement les différentes étapes qui sont illustrées ci-dessous à partir du découpage séquentiel et de l'inventaire paléontologique des coupes.

5.1. Du Jura vaudois au Vercors méridional

Sur un transect long de 200 km, la progradation des dépôts de plate-forme est particulièrement aisée à mettre en évidence (Fig. 8). Les coupes présentées ci-dessous (Figs. 9-15), à l'exception de celle de la Béguère, ont déjà fait l'objet de description et d'illustration (Clavel et al. 2007, 2010).

Les calcaires à rudistes, présents dans l'**Hauterivien supérieur** du Jura vaudois (Eclépens - Fig. 9) et méridional (Vallée de la Valserine - Fig. 10), apparaissent à la base du **Barrémien inférieur** dans la zone pré-sub-alpine (Clavel et al. 1987) de la Chartreuse (Pas du Frou - Pic de l'Oeillette - Fig. 11) et du Vercors septen-

trional (Gorges du Nant et Grands Goulets - Figs. 12-13), à la base du **Barrémien supérieur** dans certaines coupes du Vercors méridional (La Béguère - Fig. 14) et sont inconnus jusqu'au **sommet du Barrémien** en d'autres (Col de Rousset - Fig. 15).

Les dépôts bioclastiques externes sous-jacents, précisément datés par ammonites à leur limite inférieure, témoignent d'une progradation identique (**Hauterivien supérieur basal** dans le Jura franco-suisse, **Barrémien inférieur sommital** dans le Vercors méridional).

5.2. Du Bas-Vivarais au bassin vocontien

Le long de ce transect (Fig. 16), dont l'étendue réelle est réduite par des décrochements à un peu plus de 40 km, la progradation s'observe durant le Barrémien. Plusieurs des coupes (Figs. 17-23) qui le composent ont déjà été décrites et illustrées par Charollais et al. (1998), Schroeder et al. (2000), Clavel et al. (2007, 2009, 2010).

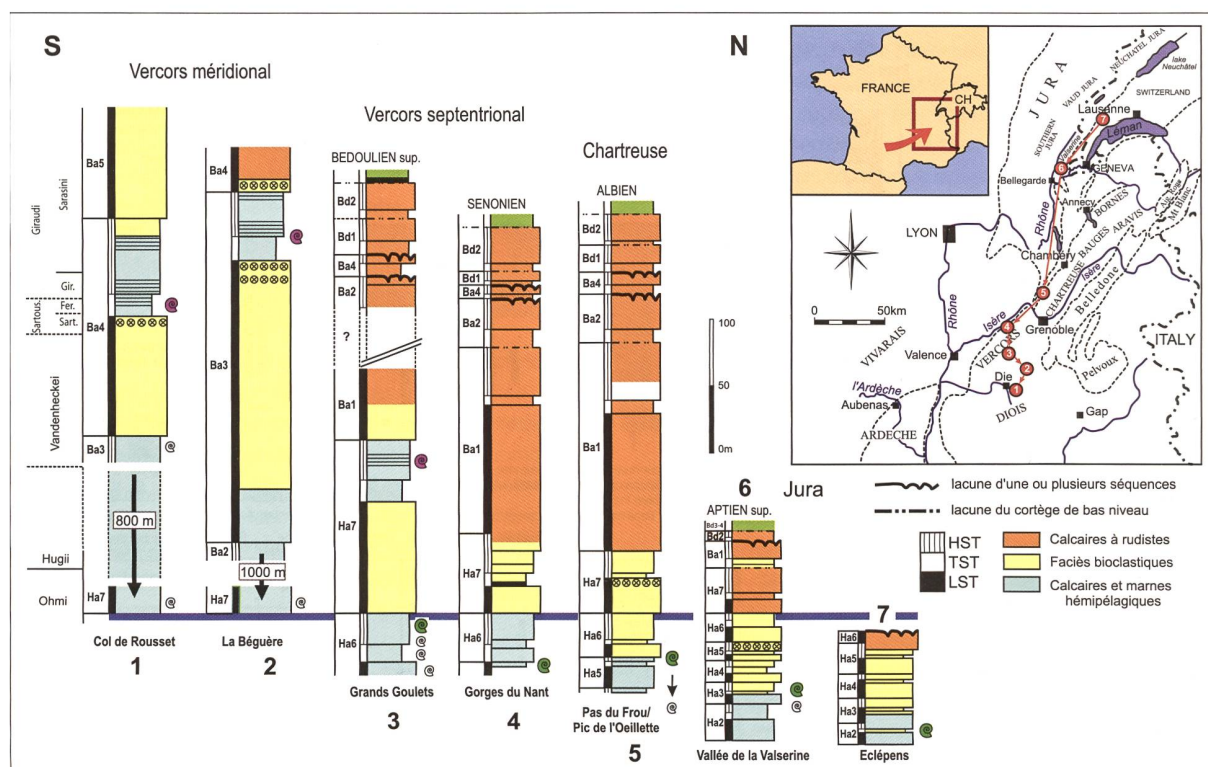


Fig. 8. Transect entre le Jura franco-suisse et le Vercors méridional illustrant la progradation du N au S. Niveau de référence: limite Ha6 – Ha7 (Hauterivien supérieur: zone à Ohmi)

A son extrémité occidentale, au Col de la Serre (Fig. 17), la séquence Ba1 recèle de très nombreux orbitolinidés considérés jusqu'à maintenant comme strictement limités à l'intervalle Barrémien supérieur élevé – Bédoulien inférieur par Arnaud et al. (1998) Arnaud (2005a). Malgré la présence conjointe d'orbitolinidés et de dasycladales caractéristiques du Barrémien basal, nous n'avions jamais évoqué ce fait jusqu'à présent: la découverte de ces mêmes espèces encadrées par des ammonites du **Barrémien inférieur** dans la coupe de bassin de l'Estellon (Fig. 23) par Granier et al. (2013) confirme définitivement l'appartenance de cette coupe au Barrémien basal.

A son autre extrémité, dans les coupes les plus proche du bassin (vallée de l'Ibie et Viviers), les dépôts de plate-forme apparaissent dans le **Barrémien supérieur basal**.

Les coupes intermédiaires du Serre de Tourre et de Pont de Laval correspondent aux figures 18 et 19. Deux des coupes de la figure 16 (Haut Baravon et vallée de l'Ibie) n'ayant pas été échantillonnées pour la microfaune, elles ne sont pas figurées ci-dessous: cette dernière est remplacée par la coupe de Viviers (Fig. 22), en même situation paléogéographique, dont les relations avec le Barrémien inférieur ne sont pas connues mais dont quelques orbitolinidés avaient été déterminés (Contensuzas 1980).

C'est également pour des raisons pratiques que la succession La Vignasse-Mas de Gras – St Montan-Imbourg est présentée en deux figures différentes (Figs. 20-21): la liaison entre les faciès bioclastiques du Barrémien inférieur et les calcaires à rudistes du Barrémien supérieur, qui se fait par des marnes et calcaires hémipélagiques suivis de calcarénites rousses en surface structurale, est difficilement observable; elle l'est beaucoup mieux à partir du sommet des niveaux hémipélagiques à ammonites affleurant à proximité immédiate de la base de la coupe de St Montan.

6. Observations de terrain: les olistolithes des Aravis

La progradation de la plate-forme urgonienne, dont le modèle décrit ci-dessus est basé sur des critères paléontologiques et séquentiels, est particulièrement observable et évidente au regard de certains affleurements des chaînes subalpines septentrionales (Bornes internes – Aravis). En 1967, Charollais et al. signalent (p. 65-66, fig. 1) des lentilles de calcarénites d'une épaisseur d'ordre métrique, à faciès urgonien à orbitolinidés, au sein de faciès hémipélagiques riches en éponges, brachiopodes, échinides (*Toxaster* sp.), dans la chaîne des Aravis, dans la combe au SE de celle de Balme, sous la « falaise urgonienne ». Plus tard en 1978, Rivano-Garcia décrit

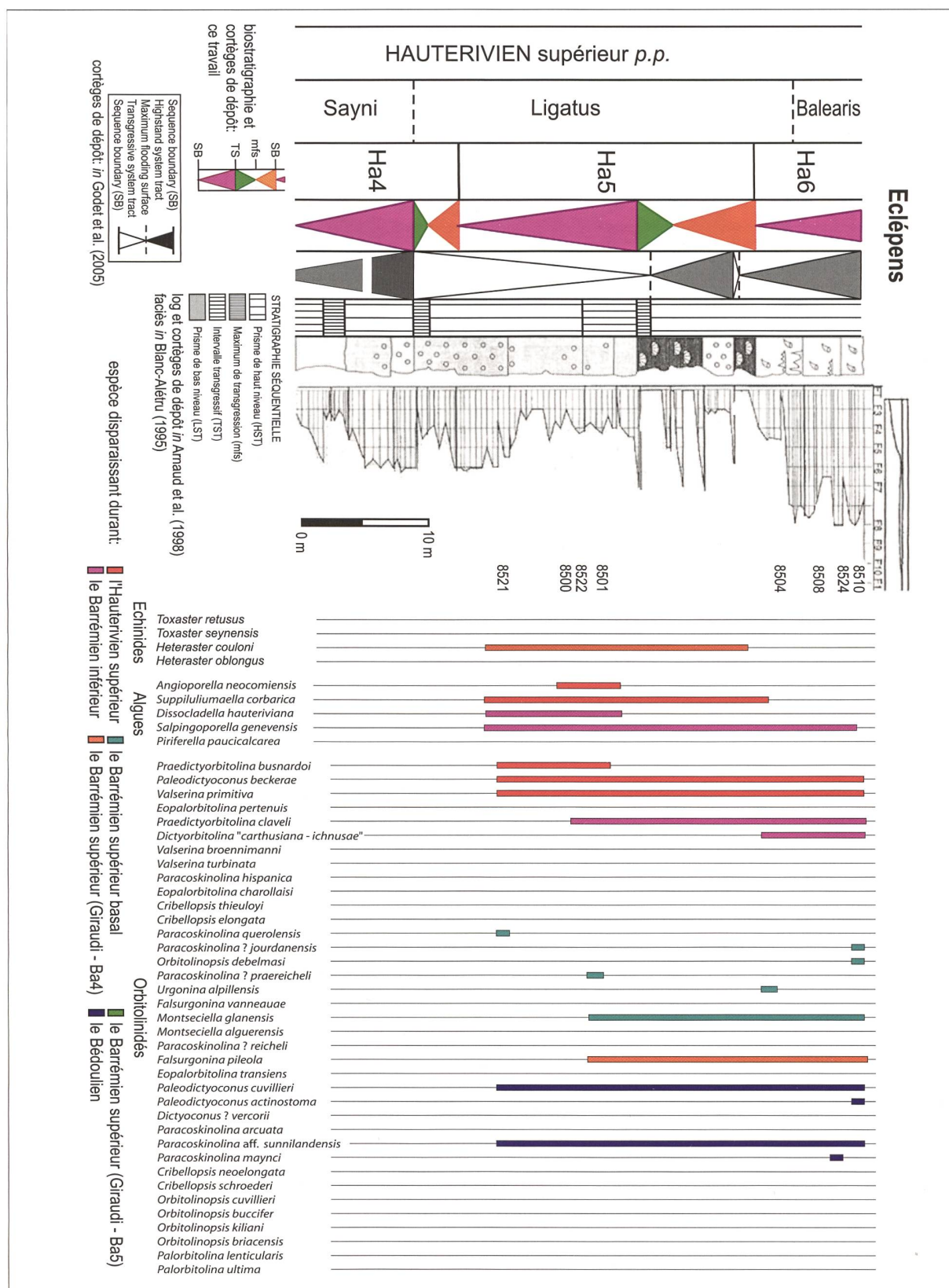


Fig. 9. Coupe de de la carrière d'Eclépens (Jura vaudois). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, séquences et cortèges de dépôt: ce travail;
- cortèges de dépôt suivant Godet et al. (2005) et Arnaud et al. (1998); log lithologique: Arnaud et al. (1998); courbe de l'évolution des paléoenvironnements: Blanc-Alétru (1995);
- tableau de répartition des échinides, des algues (Pl. 5) et des orbitolinidés (Pl. 4): ce travail.

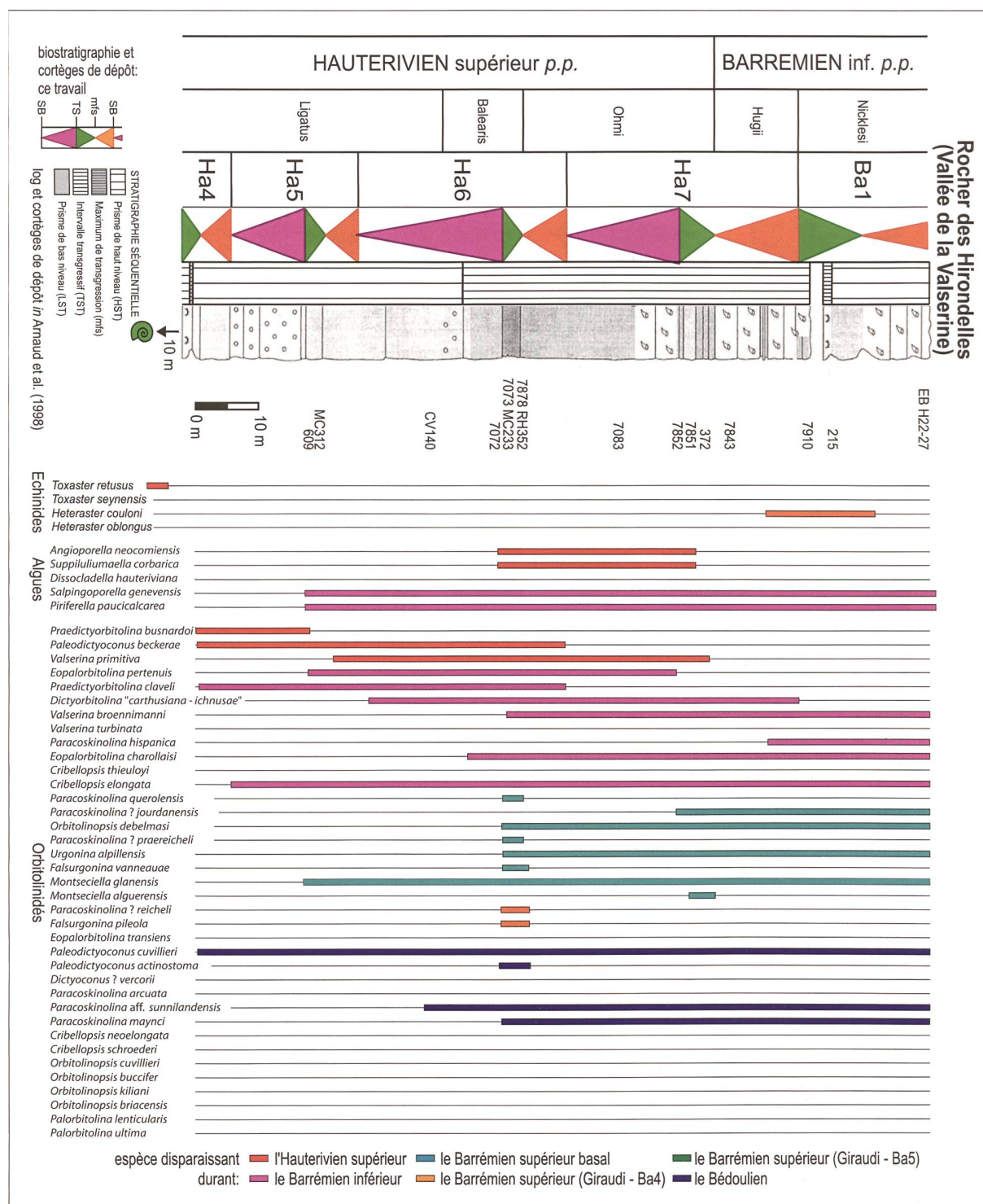


Fig. 10. Coupe du Rocher des Hirondelles (vallée de la Valserine, Jura méridional). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, séquences et cortèges de dépôt: ce travail;
- cortèges de dépôt et log lithologique selon Arnaud et al. (1998);
- numéros d'échantillons et position de l'ammonite – Pl. 1, fig. 1 – découverte par Mouty (1966), déterminée par R. Busnardo & J.-P. Thieuloy (1989), révisée par R. Busnardo (in Clavel et al. 2007)³;
- tableau de répartition des échinides, des algues (Pl. 7) et des orbitolinidés (Pls. 6-7): ce travail.

³ *Lyticoceras claveli* (Pl. 1, fig. 2a), collecté dans la partie supérieure de la «Pierre jaune supérieure» du Mont de Musièges (région genevoise) et déterminé par R. Busnardo et J.-P. Thieuloy (1989), est caractéristique de la partie sommitale de la zone à *Nodosoplicatum* de l'Hauterivien (Thieuloy et al. 1983).

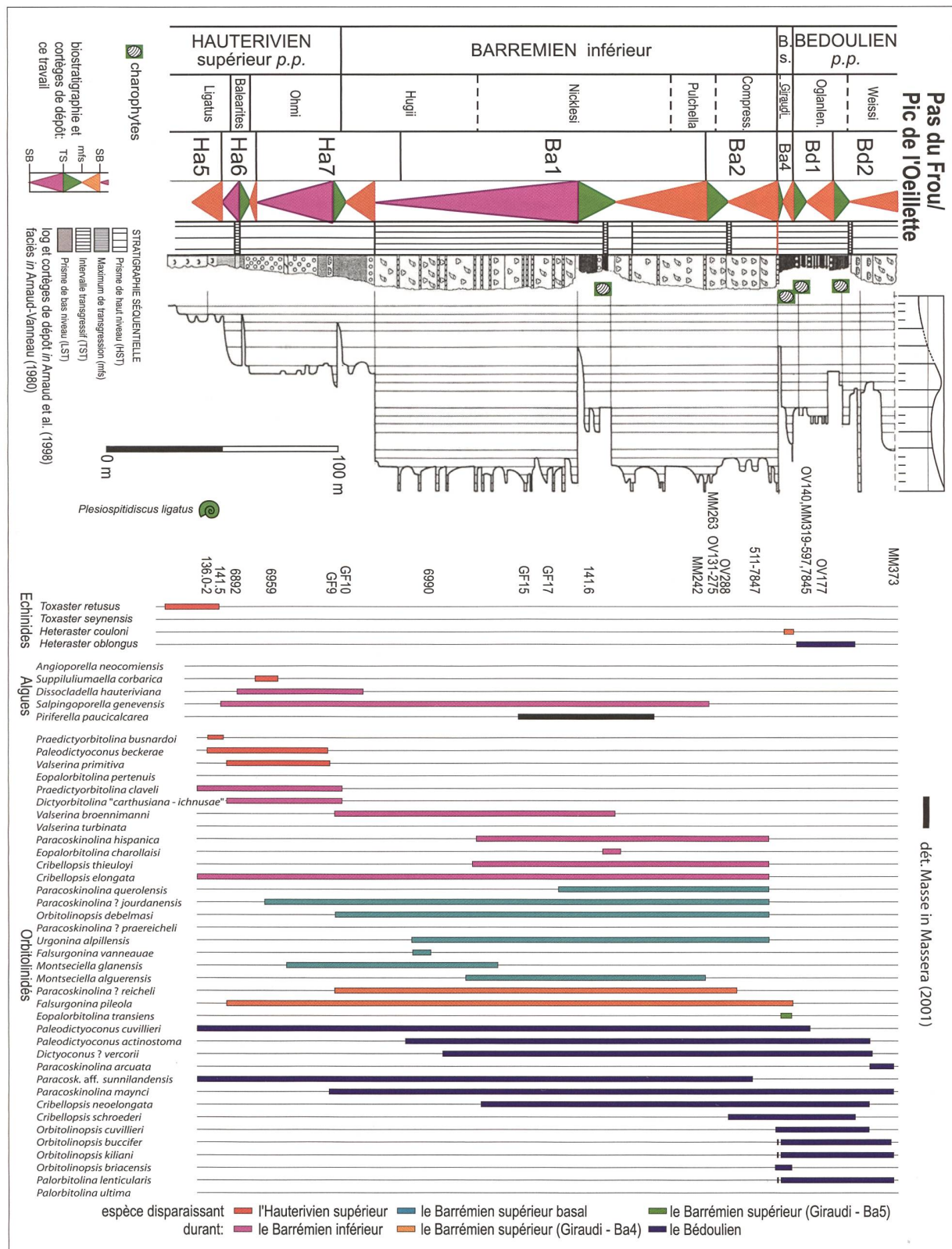
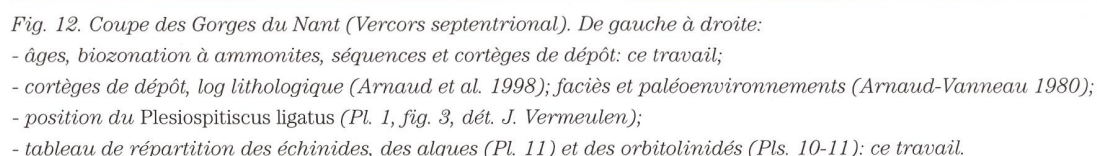


Fig. 11. Coupe du Pas du Frou – Pic de l'Oeillette (Chartreuse). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, cortèges de dépôt et séquences: ce travail;
- cortèges de dépôt, log lithologique: Arnaud et al. (1998); courbe de l'évolution des paléoenvironnements: Arnaud-Vanneau (1980);
- position du *Plesiospitidiscus ligatus* (Pl. 1, fig. 2b; dét. R. B.);
- tableau de répartition des échinides, des algues (Pl. 9) et des orbitolinidés (Pls. 8-9): ce travail.



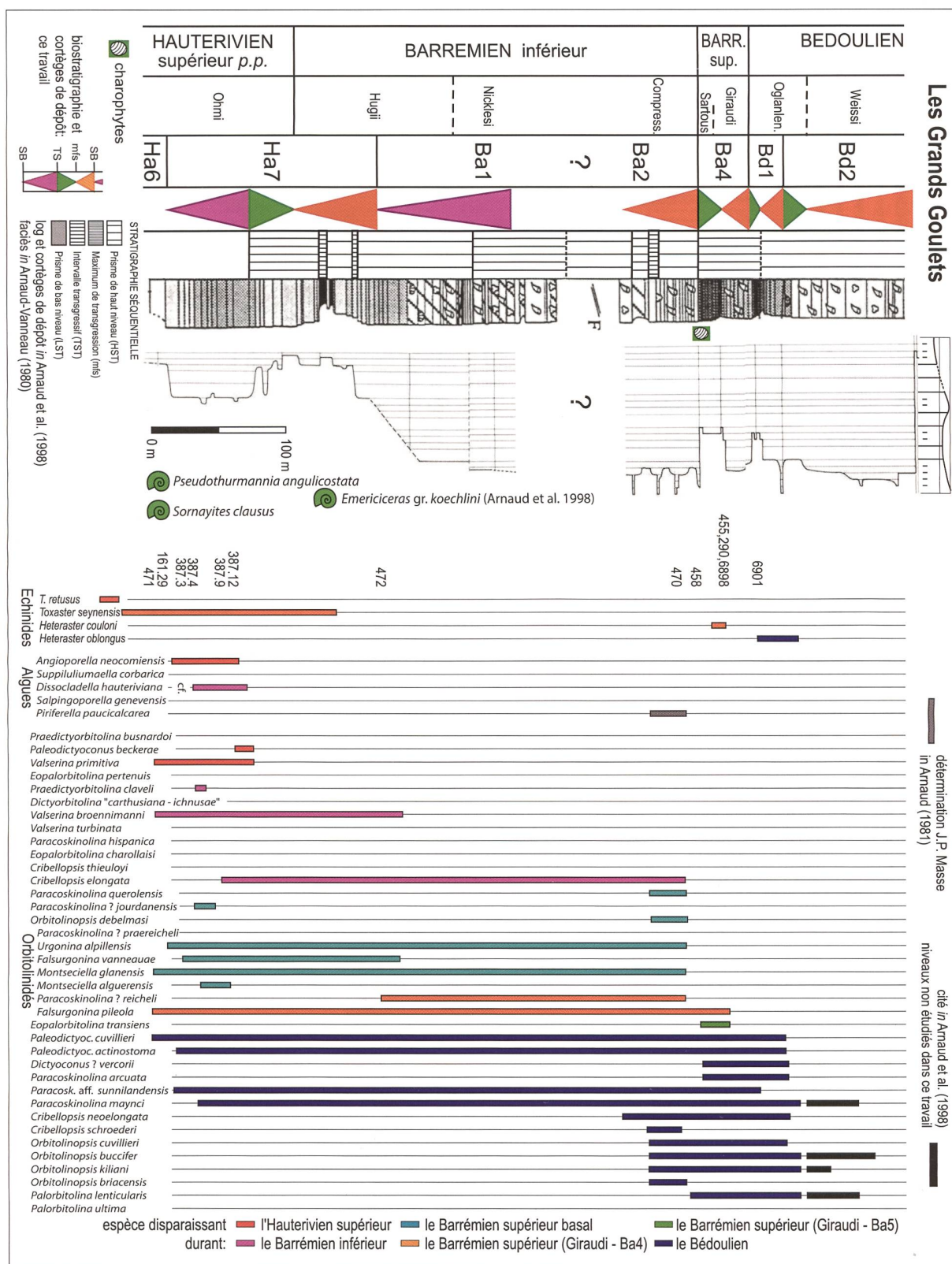


Fig. 13. Coupe des Grands Goulets (Vercors septentrional). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, cortèges de dépôt et séquences: ce travail;
- cortèges de dépôt, log lithologique: Arnaud et al. (1998); courbe de l'évolution des paléoenvironnements: Arnaud-Vanneau (1980);
- position des ammonites (Pl. 1, fig. 5 - citée par Arnaud et al. 1998); Pl. 1, figs. 4 & 6, dét. R. B.);
- tableau de répartition des échinides, des algues (Pl. 13) et des orbitolinidés (Pls. 12-13): ce travail.

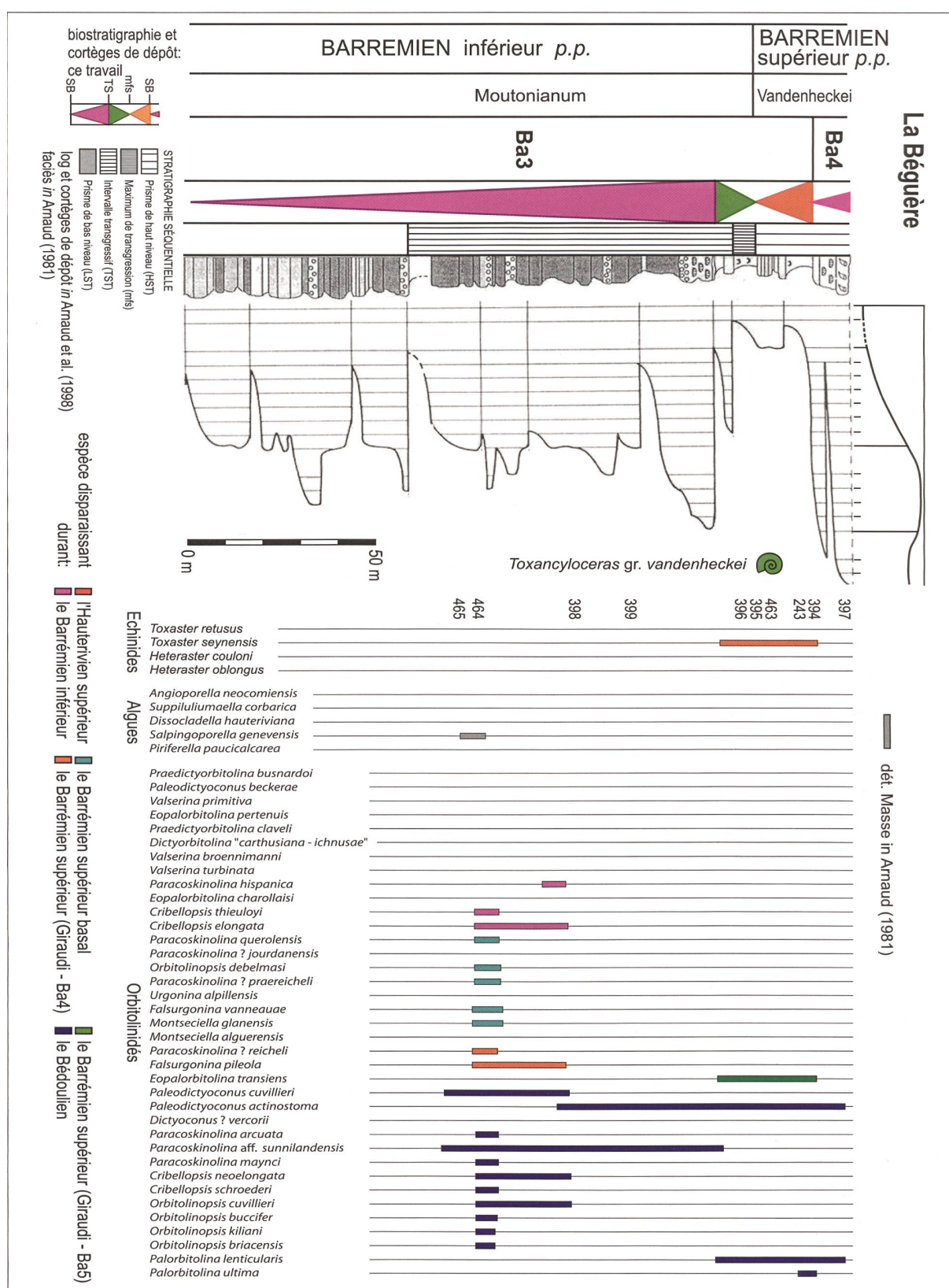


Fig. 14. Coupe de la Bégère (Vercors méridional). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, séquences et cortèges de dépôt: ce travail;
- cortèges de dépôt, log lithologique: Arnaud et al. (1998); courbe de l'évolution des paléoenvironnements: Arnaud (1981);
- position du *Toxancyloceras gr. vandenheckei* (Pl. 1, fig. 7; rév. R. B.);
- tableau de répartition des échinides, des algues et des orbitolinidés (Pl. 14): ce travail.

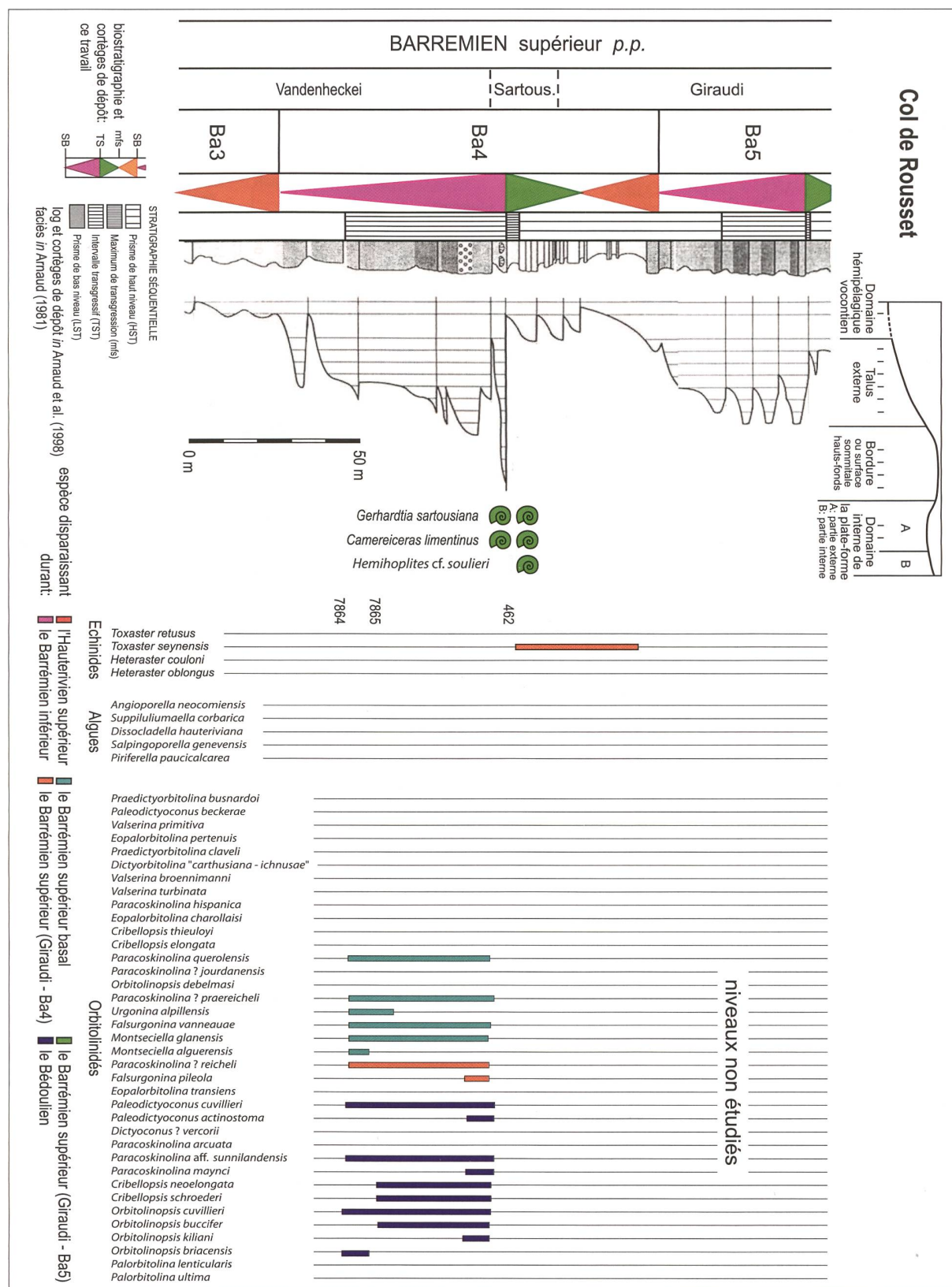


Fig. 15. Coupe du Col de Rousset (Vercors méridional). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, séquences et cortèges de dépôt: ce travail;
- Cortèges de dépôt, log lithologique Arnaud et al. (1998), courbe de l'évolution des paléoenvironnements: Arnaud (1981);
- position des ammonites citées par Arnaud et al. (1998): Pl. 1, figs. 8-10;
- tableau de répartition des échinides, des algues et des orbitolinidés (Pl. 15): ce travail.

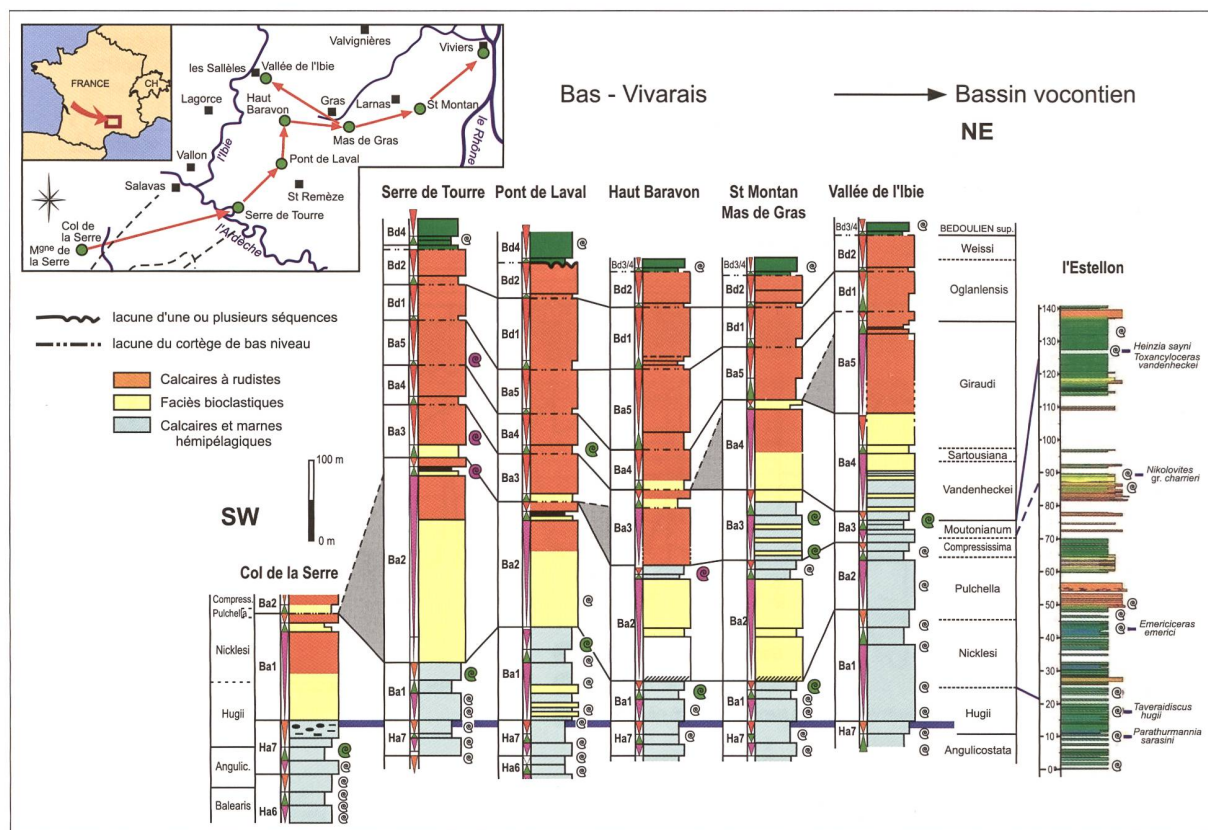


Fig. 16. Transect du Bas-Vivarais au bassin vocontien illustrant la progradation du SW au NE. Niveau de référence: limite Ha7 – Ba1 (Barrémien basal: zone à Hugii).

également «une barre plus blanchâtre à la partie supérieure de l'Hauterivien, qui précède de quelque 30 à 50 m le début de l'Urgonien»: cette barre correspond aux lentilles de calcarénites décrites dans la partie centrale de la chaîne des Aravis. A remarquer qu'à cette époque, dans les chaînes subalpines septentrionales, les faciès hémipélagiques renfermant les lentilles de calcaires à faciès urgonien étaient généralement attribuées à l'Hauterivien supérieur et la base de la falaise urgonienne au Barrémien inférieur (Charollais et al. 1969).

En 1982-83 Détraz et al. lèvent une carte géologique à 1/25 000 (inédiée) de la partie septentrionale de la chaîne des Aravis (Détraz et al. 1984-1985) et mettent en évidence toute une série de lentilles à faciès urgonien emballées dans la partie supérieure des faciès hémipélagiques qui supportent la «falaise urgonienne» (Müller 1985, Détraz et al. 1986). Dès lors, ces lentilles font l'objet de nombreux travaux les uns à connotation plutôt tectonique (Gidon & Pairis 1993), d'autres à caractère plus sédimentologique (Spence 1991, 1996; Spence & Tucker 1992, 1997, 1999). D'autre part, dans le cadre d'une thèse sur les Calcaires urgoniens du domaine delphino-helvétique de Haute-Savoie, Trabold (1994, 1996) entreprend une étude micropaléontologique, sédimentologique

et séquentielle approfondie de ces lentilles à faciès urgoniens, appelées mégablocs ou olistolithes selon les auteurs.

Charollais et al. (2009) reprennent l'étude de ces olistolithes de la chaîne des Aravis et des coulées bioclastiques qui leur sont associées, dans les Bornes internes et la chaîne des Aravis: ammonites, échinides et orbitolinidés leur permettent de situer ces olistolithes et coulées bioclastiques dans les cortèges de bas niveau (LST) des séquences Ha6 (zones à Ligatus [sommet] – Balearis [base]) et Ha7 (zone à Ohmi *pro parte*). Ces olistolithes et coulées bioclastiques correspondent au démantèlement de la bordure d'une ancienne plate-forme carbonatée progradante du NE vers le SW (Charollais et al. 2009: 46); un schéma de leur mise place est présenté sur la figure 24C.

7. Comparaison avec le domaine provençal: coupe d'Orgon

Notre modèle a été développé dans une région allant du Jura neuchâtelois au Bas-Vivarais. Sa comparaison avec le schéma proposé pour le domaine provençal par l'école marseillaise (Masse 1976 *et seq.*) révèle de

nombreuses similitudes – existence de calcaires à rudistes dès l'Hauterivien, progradation des faciès de plate-forme en direction du bassin durant l'Hauterivien et le Barrémien notamment – ainsi que des différences stratigraphiques d'une à deux biozones d'ammonites selon les régions étudiées.

Masse & Fenerci-Masse (2013) ont mentionné les orbitolinidés rencontrés dans les calcaires à rudistes sommitaux de la coupe d'Orgon (Alpilles), localité éponyme du terme «Urgonien». Sous la dénomination *Calcaire d'Orgon*, ils sont divisés en trois unités: niveaux crayeux à *Agriopleura*, Membre du Château de Guise et Membre du Mont Plaisant.

Nous figurons ici (Fig. 25, pls. 29 et 30) l'inventaire des orbitolinidés que nous avons collectés dans les niveaux sous-jacents: établi à partir d'un échantillonnage important réalisé dans l'optique d'une étude purement paléontologique, il apparaît évidemment plus riche que celui publié par Masse (1976) dans le cadre d'une thèse consacrée à l'ensemble du domaine provençal. Mais sa teneur et l'évolution de ses associations sont identiques à celles rencontrées dans les régions septentrionales. Les orbitolinidés rencontrés au sommet des Calcaires urgoniens de Cassis-La Bédoule (Fig. 28) suggèrent les mêmes conclusions.

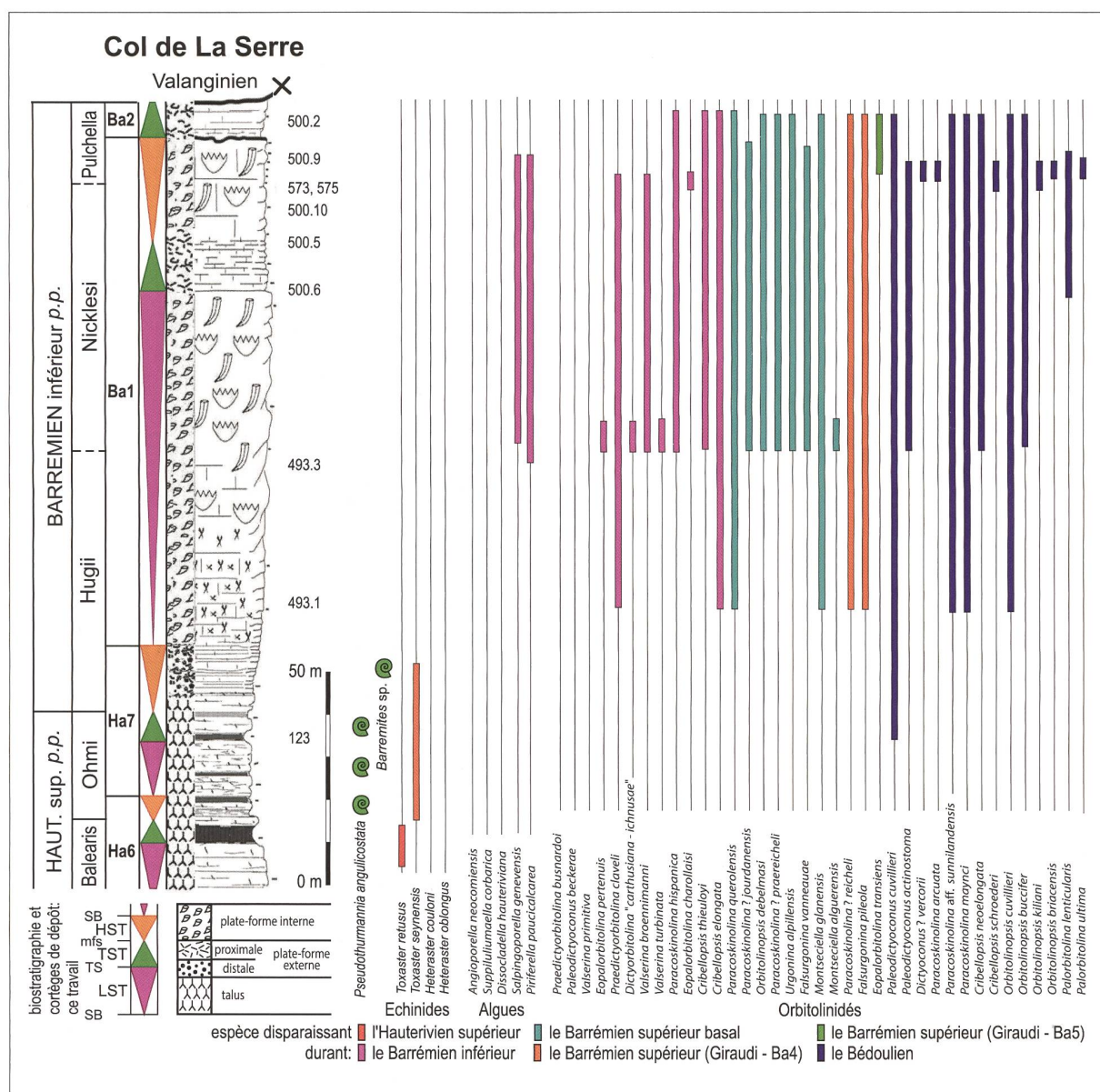


Fig. 17. Coupe du Col de la Serre (Bas-Vivarais). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, séquences, cortèges de dépôt, faciès, log lithologique: ce travail;
- position des ammonites (Pl. 2, fig. 11; dét. R. B.);
- tableau de répartition des échinides, des algues (Pl. 17) et des orbitolinidés (Pls. 16-18): ce travail.

III. Examen critique du modèle de l'école grenobloise

[l'Urgonien, une formation transgressive au Barrémien supérieur]

Pour Arnaud et al. (1998) la *Formation des Calcaires urgoniens*, constituée essentiellement de calcaires à rudistes et, accessoirement de calcaires bioclastiques, se distingue de la *Formation des Calcaires de Glandasse*, immédiatement sous-jacente, où dominent les faciès bioclastiques grossiers à niveaux à madréporaires localement bien développés et bancs à rudistes très rares. La *Formation des Calcaires urgoniens* est formée de 3 membres, de haut en bas :

- Calcaires urgoniens supérieurs ;
- Couches inférieures à orbitolines (CIO) ;
- Calcaires urgoniens inférieurs.

Des deux coupes de référence proposées pour cette dernière, une seule – Col de Rousset (Vercors méridional : fig. 15) –, représentée par 58 m de faciès hémipélagiques surmontés d'environ 170 m de faciès bioclastiques circalittoraux et infralittoraux alternants, a fourni des ammonites permettant de dater sa base de la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur. L'ensemble de la coupe n'abrite ni madréporaires ni rudistes. Dans sa partie supérieure, 9 espèces d'orbitolinidés sont citées.

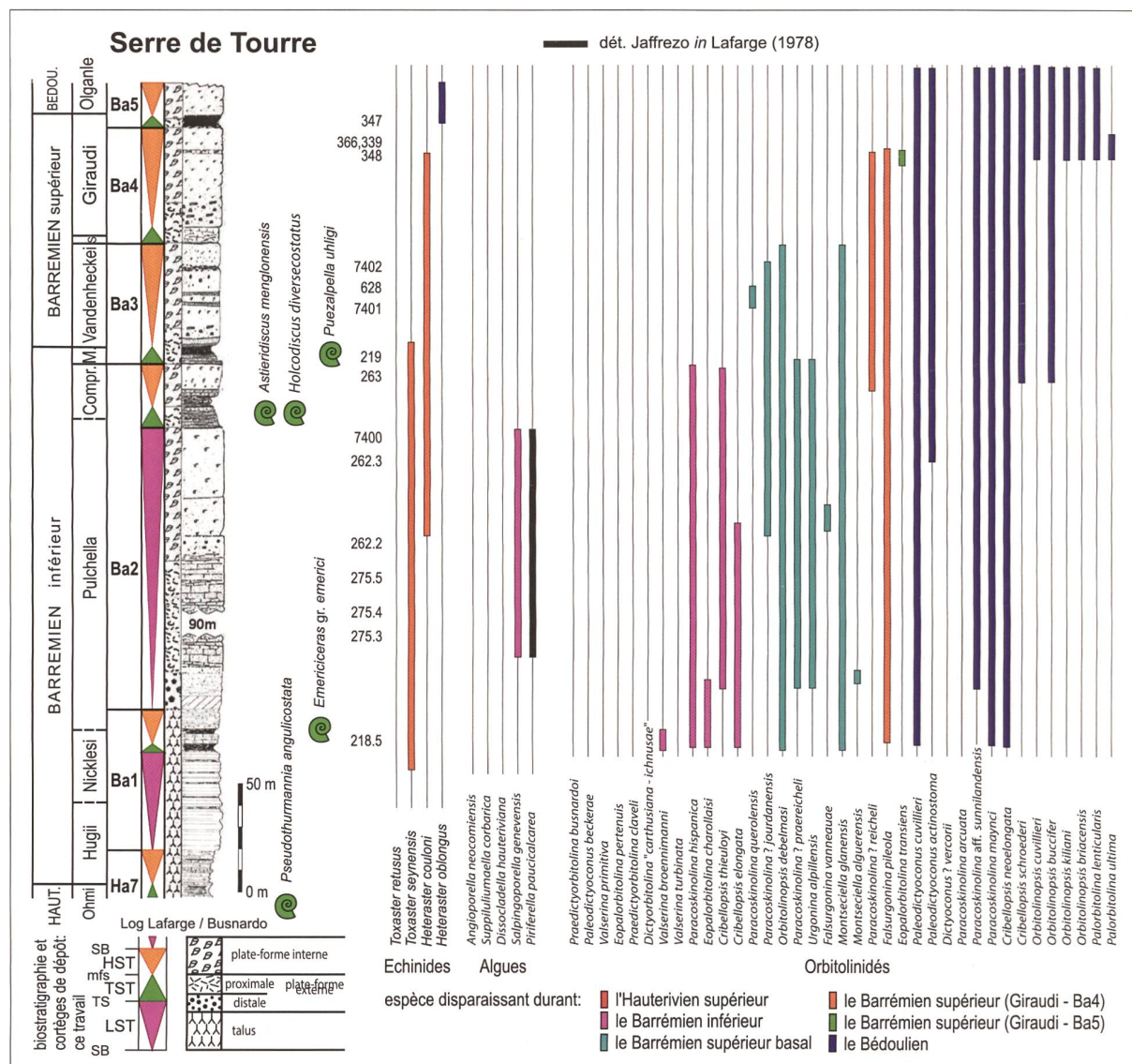
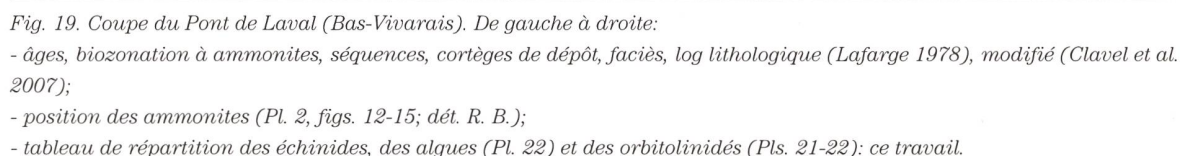


Fig. 18. Coupe du Serre de Tourre (Bas-Vivarais). De gauche à droite :

- âges, biozonation à ammonites, séquences, cortèges de dépôt, faciès, log lithologique (Lafarge 1978, Busnardo inédit) ;
- position des ammonites (Pl. 2, figs. 16-20; dét. R. B.) ;
- tableau de répartition des échinides, des algues (Pl. 20) et des orbitolinidés (Pls. 19-20) : ce travail.



Les *Calcaires urgoniens* ainsi définis sont considérés comme une formation **transgressive**, du

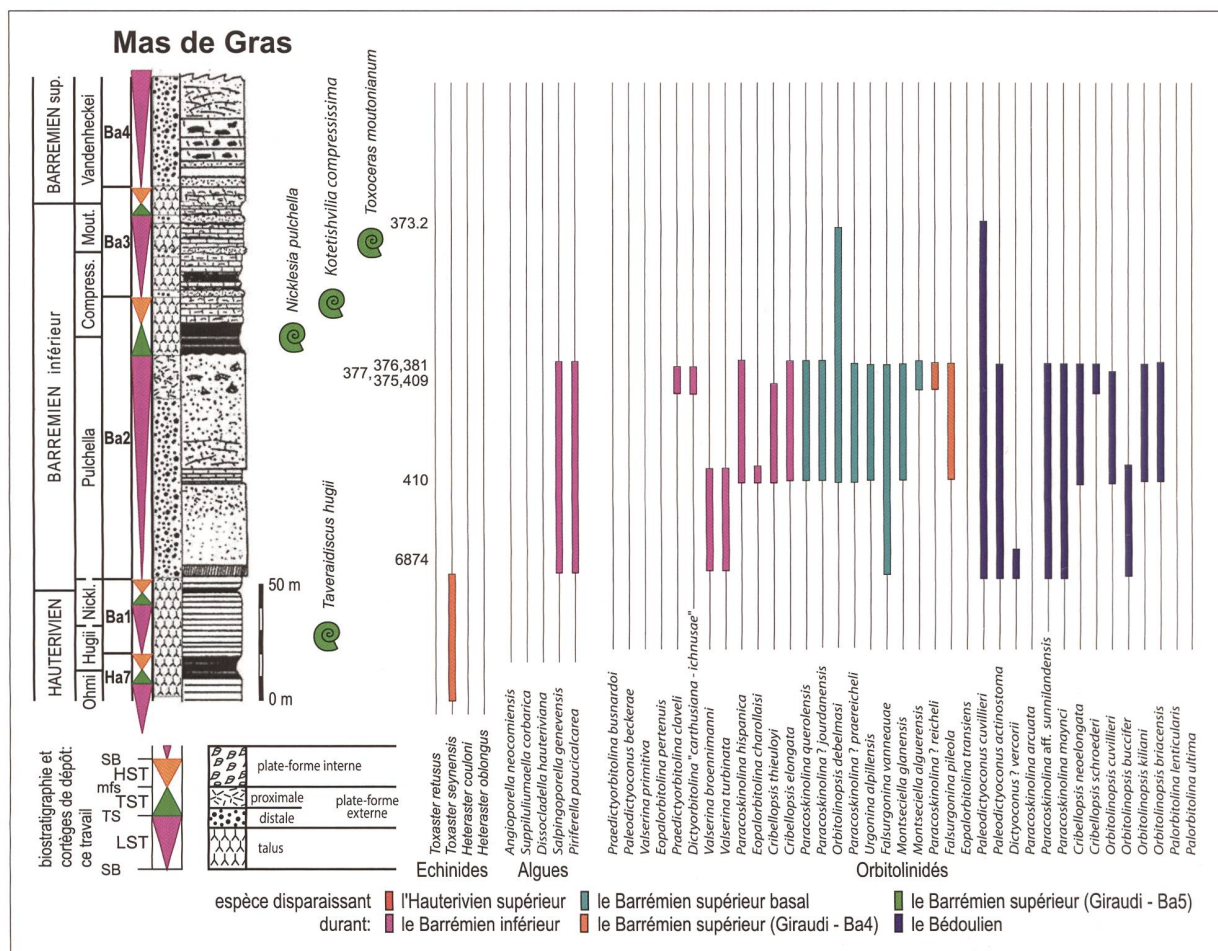


Fig. 20. Coupe du Mas de Gras (Bas-Vivarais). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, séquences, cortèges de dépôt, faciès, log lithologique (Clavel et al. 2007);
- position des ammonites (Pl. 2, figs. 21-23; Pl. 3, fig. 24; dét. R. B.): ce travail.
- tableau de répartition des échinides, des algues (Pl. 24) et des orbitolinidés (Pls. 23-24): ce travail.

Vercors méridional vers le Jura franco-suisse; ils s'installent sur un **domaine émergé** de plus en plus ancien en direction du Nord (Arnaud & Arnaud-Vanneau 1991, Arnaud et al. 1998, Arnaud 2005a).

1. Biostratigraphie

1.1. Ammonites

Dans la publication formalisant la définition des *Calcaires de Glandasse* et des *Calcaires urgoniens*, Arnaud et al. (1998) figurent 51 ammonites. Sur ce nombre, 24 appartiennent à des coupes étudiées et figurées, 17 proviennent de régions sans dépôts urgoniens, 8 sont situées très en-dessous ou au-dessus des faciès urgoniens *lato sensu*.

Ces auteurs admettent que des ammonites n'encadrent des niveaux à orbitolinidés que dans les *Calcaires de Glandasse* du Vercors méridional, et qu'elles ne datent de façon précise que la base des

Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors méridional, aucune ammonite n'ayant été recueillie dans cette formation du Vercors nord au Jura.

Co-auteurs de Godet et al. (2012: 1128), Arnaud et Arnaud-Vanneau soulignent, à propos du tableau de répartition des orbitolinidés au Barrémien supérieur utilisé par ces auteurs: « *This chart is based on numerous sections in the Vercors (eastern France) where the age of orbitolinids has been constrained by ammonite biostratigraphy in underlying and overlying formations* ». ⁴

■ **Commentaire.** Les *Calcaires urgoniens* ne sont datés que dans deux coupes du Vercors méridional

⁴ «Ce tableau est basé sur de nombreuses coupes du Vercors (Est de la France) où l'âge des orbitolinidés a été incontestablement fixé à partir de la biostratigraphie des ammonites présentes dans les niveaux sous- et sus-jacents» Godet et al. (2012).

– à leur base uniquement – : le Col de Rousset (10 ammonites précisément identifiées: fig. 15) et la Béguère, coupe de Combe Male au Serre de la Baume (Fig. 14). Dans cette dernière, où un « ? *Camereiceras* sp. », récolté « dans le dernier faisceau calcaire situé sous les marnes de la Béguère » et mentionné p. 28 et pl. 4, figs. 3-4, est déterminé et utilisé comme marqueur stratigraphique en tant que « *Camereiceras* sp. » sans « ? » à la page 45. Pour l'un d'entre nous (R. B.), qui a examiné l'original, il s'agit en fait de *Toxancyloceras* gr. *vandenheckei*, anciennement dénommé *Emericiceras* gr.

barremense, de la base du Barrémien supérieur (Pl. 1, fig. 7). Cette option est confortée par la collecte d'un *Heteroceras* gr. *baylei* ou *Arghevites* sp. « dans le niveau calcaire situé entre les marnes de Font Froide et les marnes de la Béguère » (Arnaud et al. 1998 : pl. 5, fig. 11) : en effet, les spécialistes actuels reconnaissent que le genre *Camereiceras* ne dépasse pas la base de la sous-zone à Sartousiana, alors que le genre *Heteroceras* apparaît à l'extrême sommet de la sous-zone à Feraudianus, et que le genre *Argvethites* n'est pas connu avant la zone à Giraudi (Delanoy 1997, Vermeulen 2005 – coupe d'Angles –,

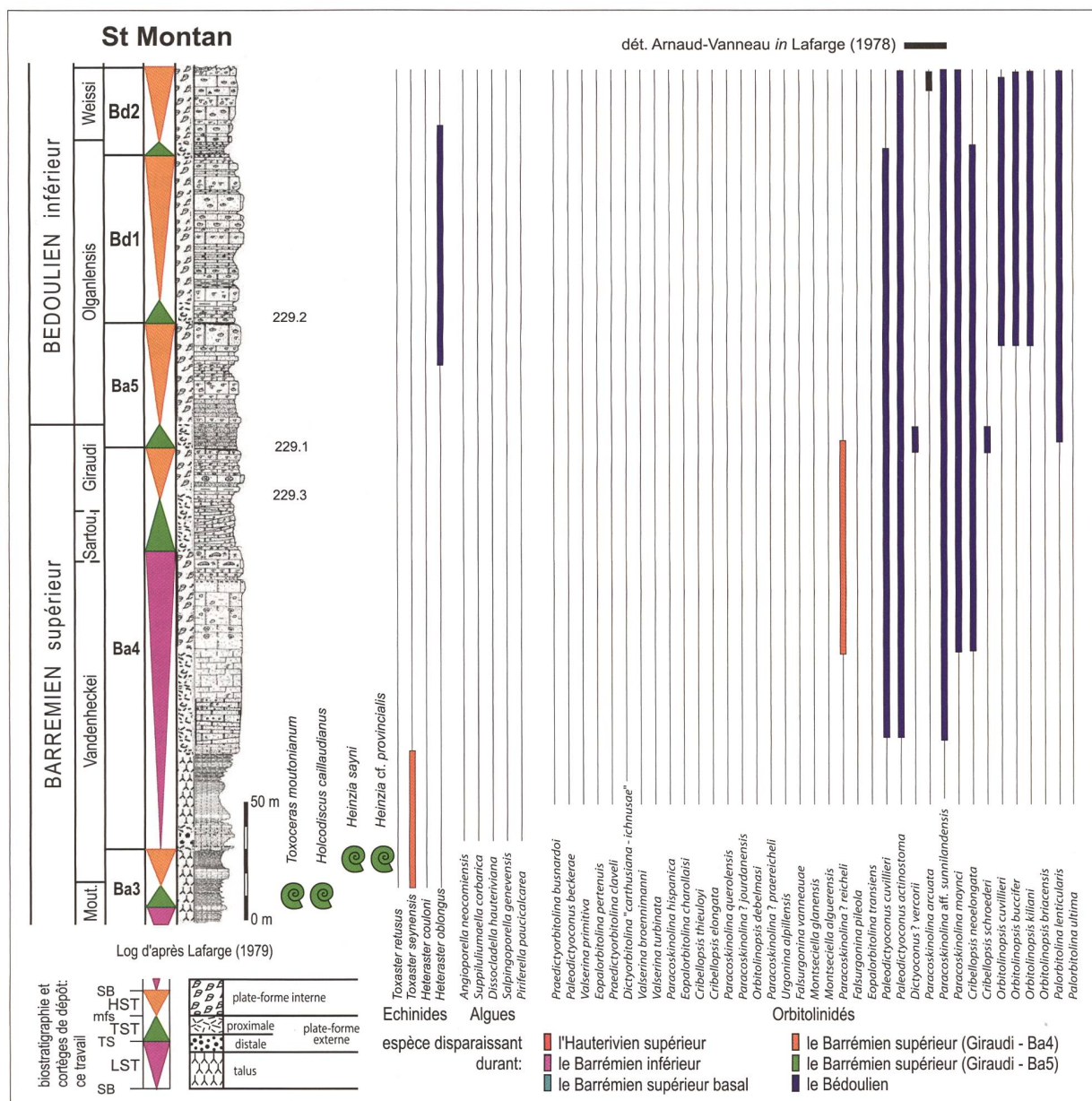


Fig. 21. Coupe de St Montan-Imbourg (Bas-Vivarais). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, séquences, cortèges de dépôt, faciès, log lithologique (Lafarge 1978) modifié;
- position des ammonites (Pl. 3, figs. 25-28; dét. R. B.): ce travail;
- tableau de répartition des échinides et des orbitolinidés (Pl. 25): Arnaud-Vanneau (in Lafarge 1978) et ce travail.

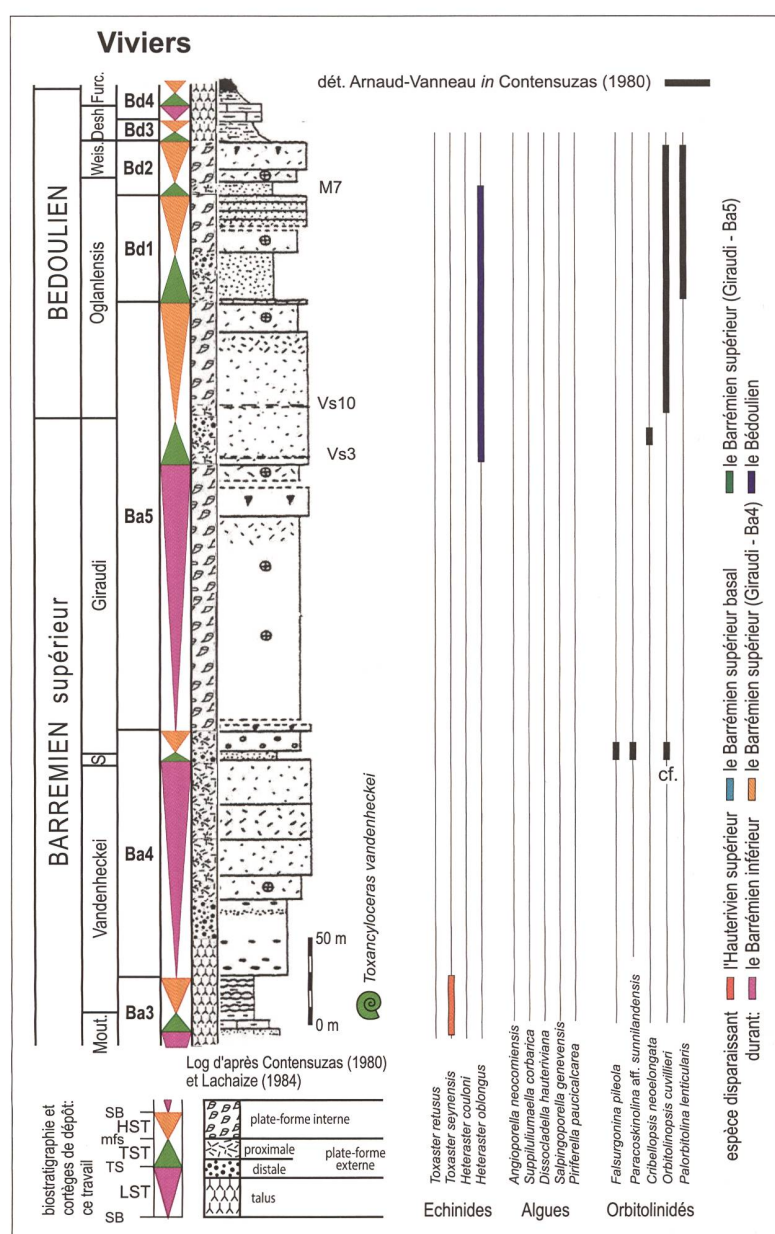


Fig. 22. Coupe de Viviers (Bas-Vivarais). De gauche à droite:
 - âges, biozonation à ammonites, séquences, cortèges de dépôt, faciès, log lithologique d'après Contensuzas (1980) et Lachaize (1984);
 - position de *Toxancyloceras vandenheckei* (dét. R. B.): ce travail;
 - tableau de répartition des échinides et des orbitolinidés: Arnaud-Vanneau (in Contensuzas 1980) et ce travail;

Bert et al. 2008). La présence conjointe dans un même niveau des deux espèces citées par Arnaud et al. (1998) est donc difficilement crédible.

- Les niveaux marneux dénommés *marne de Font Froide* et *marne de la Béguère* présents de part et d'autre des ruines de la maison forestière de la Béguère (coupe de Combe Mâle au Serre de la Baume in Arnaud et al. 1998) ne sont donc pas homologues des *marne de Font Froide* et *marne*

de la Béguère datées par ammonites à la base de la Formation des Calcaires urgoniens du Col de Rousset.

- Dans l'ensemble Jura – massifs subalpins septentrionaux, l'unique coupe où des faciès de plate-forme sont encadrés – et donc dûment datés – par des ammonites (12 figurées) est celle du Plateau de Glandasse (Vercors méridional). Cette coupe ne concerne pas la Formation des Calcaires urgoniens du Barrémien supérieur.

1.2. Echinides

Arnaud-Vanneau (1980) et Arnaud (1981) mentionnent quelques échinides dans leurs thèses respectives, mais ils n'en tirent aucune conclusion biostratigraphique.

Arnaud et al. (1998: 59), citant Clavel et al. (1995), concluent que *Heteraster couloni* est un marqueur du Barrémien supérieur qui leur permet de confirmer l'attribution au Barrémien supérieur de la coupe du Rocher des Hirondelles (vallée de la Valserine, Ain, France).

- **Commentaire.** Clavel et al. (1995) font référence à Clavel (1989: 179, tab. 1; in Remane et al. 1989) où *H. couloni* est décrit brièvement, et où il est précisé que son extension biostratigraphique s'étend de la zone à Sayni (Hauterivien supérieur) à la zone à sous-zone à Giraudi de la zone à Giraudi (= zone à Astieri auct.) du Barrémien supérieur. Dans cette même publication de Remane et al. (1989), Arnaud-Vanneau & Masse avaient décrit les foraminifères benthiques du Jura suisse.

1.3. Orbitolinidés

1.3.1. Répartition selon Arnaud et al. (1998)

La publication de Arnaud et al. (1998) est essentiellement consacrée à décrire et argumenter la répartition stratigraphique des orbitolinidés qui a servi en partie à l'élaboration de leur modèle de la plate-forme urgonienne. Le tableau qui résume cette répartition (fig. 39, reproduit par Arnaud 2005a), comporte 44 espèces spécifiquement déterminées, dont 4 débu-

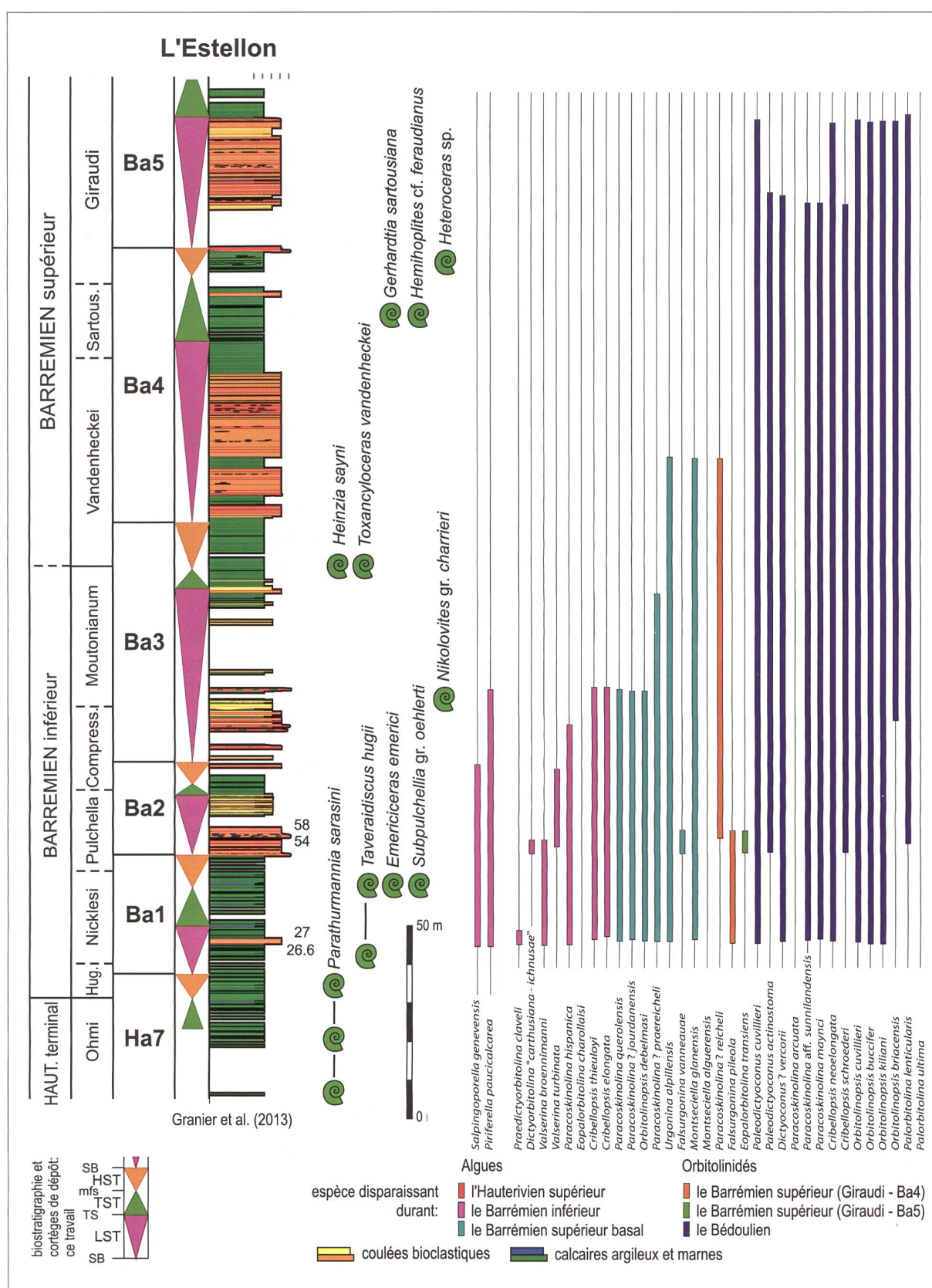
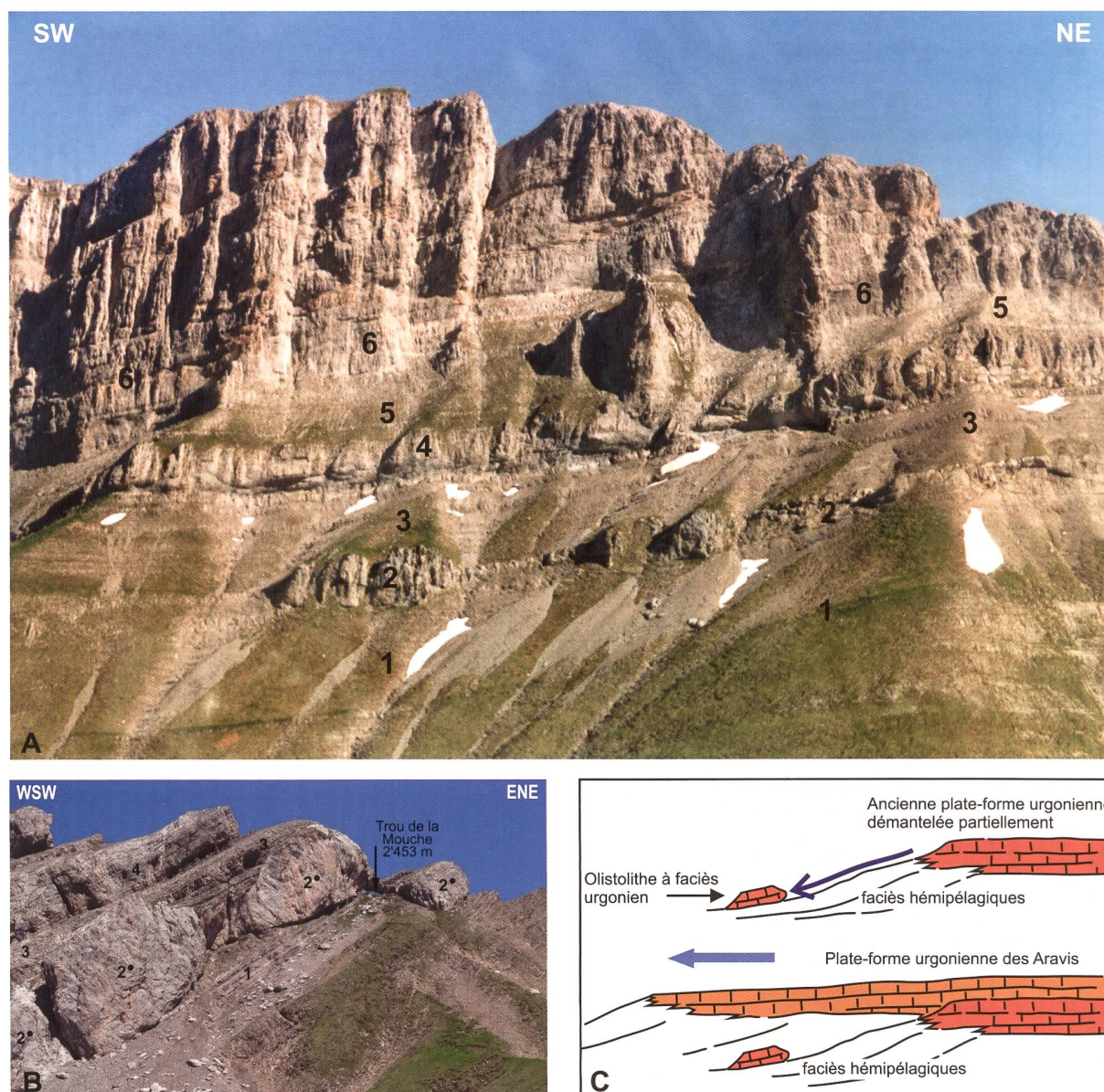


Fig. 23. Coupe de l'Estellon (Baronnies). De gauche à droite:

- âges, biozonation à ammonites, séquences, cortèges de dépôt, log lithologique (Granier et al. 2013);
- position des ammonites (Pl. 3, figs. 29-34; dét. R. B.): ce travail;
- tableau de répartition des algues (Pl. 27) et des orbitolinidés (Pls. 26-27): ce travail.



tent « probablement » dans l'Hauterivien et disparaissent au Barrémien inférieur, 5 sont « strictement » limitées au Barrémien inférieur et 25 apparaissent au Barrémien supérieur ou à l'Aptien inférieur.

■ **Commentaire.** 41 de ces espèces sont présentées (Arnaud et al. 1998 : fig. 39) comme bénéficiant, en totalité ou en partie, d'une « répartition prouvée dans des coupes encadrées par des ammonites » : cette affirmation ne résiste pas à l'examen détaillé des coupes et de leur faune d'orbitolinidés publiées par Arnaud-Vanneau (1980), Arnaud (1981), Arnaud & Arnaud-Vanneau (1991), Arnaud et al. (1998), Arnaud-Vanneau et al. (2005). Le Vercors méridional, où a été établie la répartition des orbitolinidés (Arnaud & Arnaud-Vanneau 1991), ne présente qu'une seule coupe – Plateau de Glandasse –

où des niveaux à orbitolinidés sont encadrés par des ammonites du Barrémien inférieur, entre le milieu de la zone à Hugii et la zone à Compressissima : la répartition « prouvée » ne concerne donc réellement que 17 espèces, pour une partie du Barrémien inférieur uniquement. 17 espèces sont également inscrites dans les « Couches inférieures à orbitolines » qui ont fourni, en des coupes non figurées, plusieurs ammonites du Bédoulien inférieur : leur présence à ce niveau est effectivement assurée, mais les données relatives à leur apparition dans des biozones différentes du Barrémien ne sont documentées dans aucune coupe publiée.

■ Ce tableau de répartition des orbitolinidés n'est pas non plus exempt d'inconsistances : trois espèces (*Urgonina* sp. 1 A. A.-V. 1980, *Dictyoconus* sp. 1 A. A.-V. 1980, *Falsurgonina* sp. 1 A. A.-V. 1980), dont

Fig. 24. Les olistolithes de la chaîne des Aravis

A – Vue aérienne du versant méridional du massif de Borderan (photo J. C.). La «falaise urgonienne» surmonte la «Formation des Calcaires siliceux», qui renferme dans sa partie supérieure deux niveaux d'olistolithes; de haut en bas:

6. Calcaires urgoniens: Ba1 – LST (Barrémien basal: partie inférieure de la zone à Hugii);

5. intervalle hémipélagique supérieur: Ha7 – TST+HST (Hauterivien terminal – Barrémien basal: sommet de la zone à Ohmi – extrême base de la zone à Hugii);

4. olistolithe à faciès urgonien: Ha7 – LST (Hauterivien terminal – milieu de la zone à Ohmi);

3. intervalle hémipélagique inférieur: Ha6 – TST+HST (Hauterivien supérieur [partie supérieure]: zone à balearis p. p. – base de la zone à Ohmi);

2. olistolithe à faciès urgonien: Ha6 – LST (Hauterivien supérieur: sommet de la zone à Ligatus – base de la zone à Balearis);

1. partie supérieure (non sommitale). De la «Formation des Calcaires siliceux»: Ha5 – TST+HST (Hauterivien supérieur: zone à Ligatus p. p.).

B – Vue sur les olistolithes du Trou de la Mouche depuis la Combe du Grand Crêt (photo J.-L. Pittion).

C – Interprétation schématique de la mise en place des olistolithes liée à la progradation de la plate-forme urgonienne dans la chaîne des Aravis.



les types proviennent de niveaux datés par ces auteurs du Barrémien inférieur des Grands Goulets (Arnaud et al. 1998: fig. 36), y sont considérées comme caractéristiques du Barrémien supérieur (Arnaud et al. 1998: fig. 39, Arnaud 2005a: fig. 16).

- Dans la seule coupe du Vercors encadrée par des ammonites – Pas de l'Essaure – La Montagnette – Arnaud et al. (1998) mentionnent 11 espèces d'orbitolinidés tandis que nous y avons reconnu 27 espèces: 21 citées et figurées pour le Pas de l'Essaure (Clavel et al. 2010), les 6 autres de la Montagnette figurées dans la note de Clavel et al. (2015, sous presse). Bien que Arnaud et al. (1998: 21) estiment que «le recensement des espèces est presque complet» dans les Calcaires de Glandasse, il apparaît évident que leur échantillonnage n'était pas représentatif.

1.3.2. Répartition selon Bastide et al. (2012)

Bastide et al. (2012) proposent un nouveau cadre biostratigraphique pour les foraminifères benthiques de l'Urgonien du SE de la France. Co-signé par Arnaud-Vanneau et Arnaud, il diffère de celui précédemment établi par ces deux auteurs: le TST et le HST de la séquence BA4 (AAV) («middle Late Barrémian») y sont par exemple caractérisés par l'apparition de plusieurs espèces de *Paracoskinolina* (*sumnilandensis*, *maynci*, *hispanica* et *reicheli*) décrites auparavant comme débutant dans le Barrémien inférieur (zones à Hugii, Compressissima, Moutonianum et Vandenheckei respectivement).

- **Commentaire.** Clavel et al. (2010, 2013, ce travail), Granier et al. (2013) démontrent que l'apparition de toutes les espèces, affirmées comme «caractéristiques» de diverses séquences du Barrémien

supérieur par Bastide et al. (2012) est datée par ammonites de l'Hauterivien supérieur ou de la base du Barrémien inférieur (Fig. 5). Le cadre biostratigraphique proposé par ces auteurs est donc invalide.

1.4. Dasycladales

Des dasycladales déterminées par J.-P. Masse sont mentionnées et figurées dans les thèses de Arnaud-Vanneau (1980) et Arnaud (1981): leur répartition stratigraphique est considérée identique à celle décrite en Provence (Masse 1976).

- **Commentaire.** *Salpingoporella genevensis*, présentée comme caractérisant le Barrémien inférieur (Arnaud 1981: 84), recouvre la majeure partie du Barrémien supérieur dans le même travail (Arnaud 1981: 83, fig. 31); elle est d'autre part citée dans l'Aptien inférieur du Pas de la Balme (Arnaud 1981: 170).

1.5 Dinokystes

Arnaud et al. (1998: 33, 49) insistent sur la présence de dinokystes dans la partie moyenne de la coupe du Pas du Frou, située dans les Gorges du Frou (massif de la Chartreuse), 100 m sous les premiers niveaux à *Heteraster oblongus*. Examinés par M. Wilpshaar *in litteris*, ces dinokystes constituent selon ces auteurs un ensemble caractéristique du Barrémien supérieur attribué à la partie inférieure (mfs BA4, sous-zone à Giraudi = base de BsAia Arnaud-Vanneau 1980) de la zone à Giraudi. Ils sont présentés comme une première confirmation de l'âge Barrémien supérieur des *Calcaires urgoniens inférieurs* du Vercors septentrional, âge jusque-là «établi sur la base de données de terrain et de corrélations séquentielles bien documentées».

■ **Commentaire.** Ces dinokystes, qui indiquent effectivement le Barrémien supérieur, ne proviennent pas de la séquence BA4 (*sensu* Arnaud et al. 1998) des Gorges du Frou (= Pas du Frou), mais de marnes situées 6 m sous les premiers niveaux à *H. oblongus* d'une autre coupe, celle de Berland, à 3 km plus à l'WNW (Orsat 1991, Orsat & Strohmenger 1993, Cha-

rollais et al. 1998, Mojon 2002), sur l'autre flanc d'un important chevauchement (Fig. 26) comme l'a dessiné Butler (1992). Par contre, déterminés par E. Monteil, les dinokystes collectés à Berland par Orsat (1991) dans les mêmes niveaux diagnostiquent bien un âge Barrémien supérieur – Aptien inférieur et sont corrélés par cet auteur avec la base des CIO de la coupe du Pas du Frou (Fig. 26: Ai1a/Ai1b).

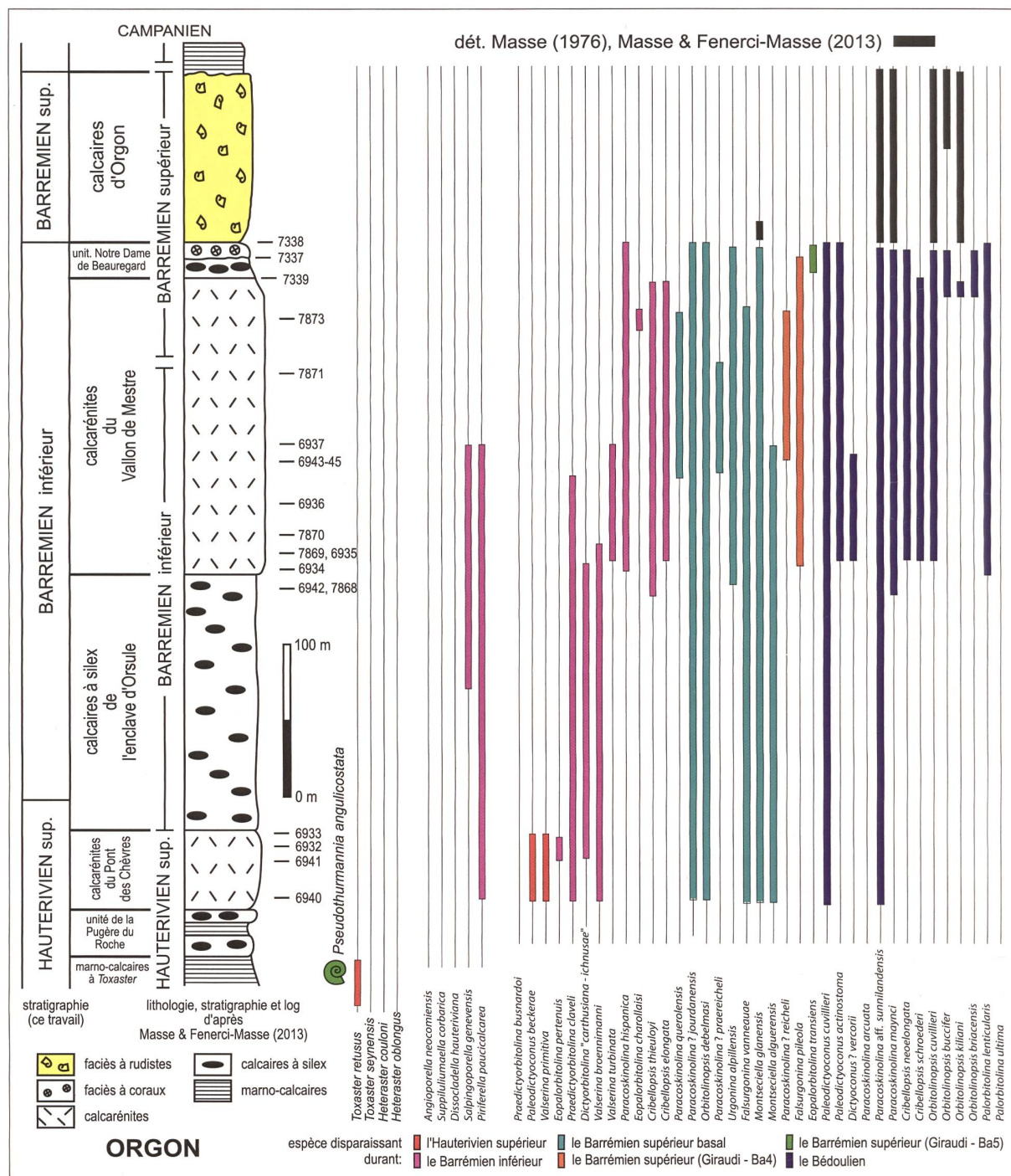


Fig. 25. Coupe d'Orgon (Alpilles). De gauche à droite:

- âge (ce travail), âge, unités et log lithologiques (Masse & Fenerci-Masse 2013);

- position de l'ammonite (Masse 1976);

- tableau de répartition des échinides, des algues (Pl. 30) et des orbitolinidés (Pls. 29-30): ce travail.

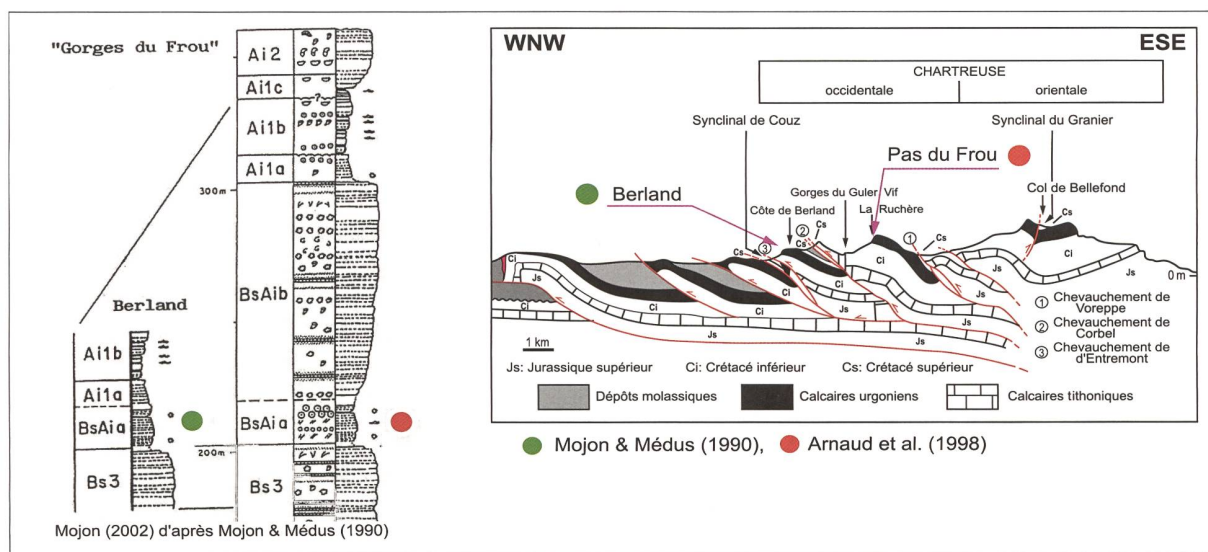


Fig. 26. Région des «Gorges du Frou»: coupe du Pas du Frou et de Berland.

A) log, microfaciès et biostratigraphie des coupes des «Gorges du Frou» (= Pas du Frou) selon Arnaud-Vanneau (1980) et de Berland (Mojon 2002). Confirmation de la biostratigraphie basée sur les charophytes, les dinokystes et les pollens (Mojon 2002; Mojon & Médus 1990).

B) profil tectonique dans la série écaillée du massif de la Chartreuse (région de Berland et des Gorges du Frou) par Butler (1992, d'après la feuille «Montmelian» à 1/50 000 de Gidon & Barféty 1969). On constate que la coupe de Berland (en vert) est distante de plusieurs kilomètres de la coupe du Pas du Frou (en rouge).

1.6. Charophytes et pollens

Dans leur coupe des Gorges du Frou (= Pas du Frou), Arnaud et al. (1998: 33, 49) insistent sur la présence de charophytes et de pollens dans deux bancs très voisins du niveau à dinokystes étudiés par Mojon & Médus (1990) pour Orsat (1991) et attribués à «l'Aptien basal sans exclure le Barrémien sommital». Ils en concluent que «toutes ces données paléontologiques (i.e. dinokystes, charophytes et pollens) conduisent à localiser les séquences de dépôt BA4 et BA5, c'est-à-dire la plus grande partie des Calcaires urgoniens inférieurs, dans le Barrémien supérieur».

- **Commentaire.** Nous ferons remarquer que Mojon & Médus (1990), Orsat (1991), Mojon (2002) situent ces niveaux à charophytes et pollens dans la coupe de Berland (Fig. 26), entre 6 et 0 m sous les premiers niveaux à *H. oblongus*. Dans la coupe des Gorges du Frou le niveau de BA4 (*sensu* Arnaud) qui leur est attribué se situe 100 m (et non entre 6 et 0 m) au-dessous du niveau d'apparition des premiers *H. oblongus* (Fig. 11), dans la partie inférieure non basale des CIO.

2. Géochimie

Pour Raddadi (2005) et Arnaud-Vanneau et al. (2005), les courbes comparées du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ du sommet des Calcaires urgoniens inférieurs des

Gorges du Nant (Fig. 28, à gauche) et du stratotype hémipélagique de la Bédoule (Fig. 28, à droite) confirment la datation – zone à Giraudi, sous-zone à Sarasini du Barrémien supérieur terminal – antérieurement proposée pour ces niveaux (Arnaud et al. 1998). Ils corréleront notamment le pic négatif du $\delta^{13}\text{C}$ présent à la base de la sous-zone à Sarasini de la Bédoule avec le pic négatif du $\delta^{13}\text{C}$ observé 20 m sous les CIO des Gorges du Nant.

- **Commentaire.** Les corrélations bassin – plate-forme mentionnées ci-dessus ne sont plus acceptables. En effet Stein et al. (2012) ont complété l'étude du $\delta^{13}\text{C}$ de La Bédoule (Kuhnt et al. 1998) en y incluant les 6 derniers mètres de Calcaires urgoniens à rudistes sous-jacents aux bancs stratotypiques : ils signalent un premier pic négatif à 0,4‰ (valeur minimale de la coupe) au milieu des calcaires à rudistes, 7 m sous le pic de même amplitude identifié par Kuhnt et al. (1998) dans les niveaux hémipélagiques (le seul connu jusqu'alors).
- On remarque donc que le sommet des Calcaires urgoniens inférieurs des Gorges du Nant (sous les CIO débutant au Barrémien supérieur) qui renferme une association d'orbitolinidés caractéristiques du Barrémien inférieur (Fig. 28: séquence Ba2), présente un pic négatif du $\delta^{13}\text{C}$ proche de 0,0‰.
- Un pic identique existe au sommet des Calcaires urgoniens de La Bédoule dans lesquels nous avons également identifié une association d'orbitolinidés typique du Barrémien inférieur (Fig. 28, pl. 28).

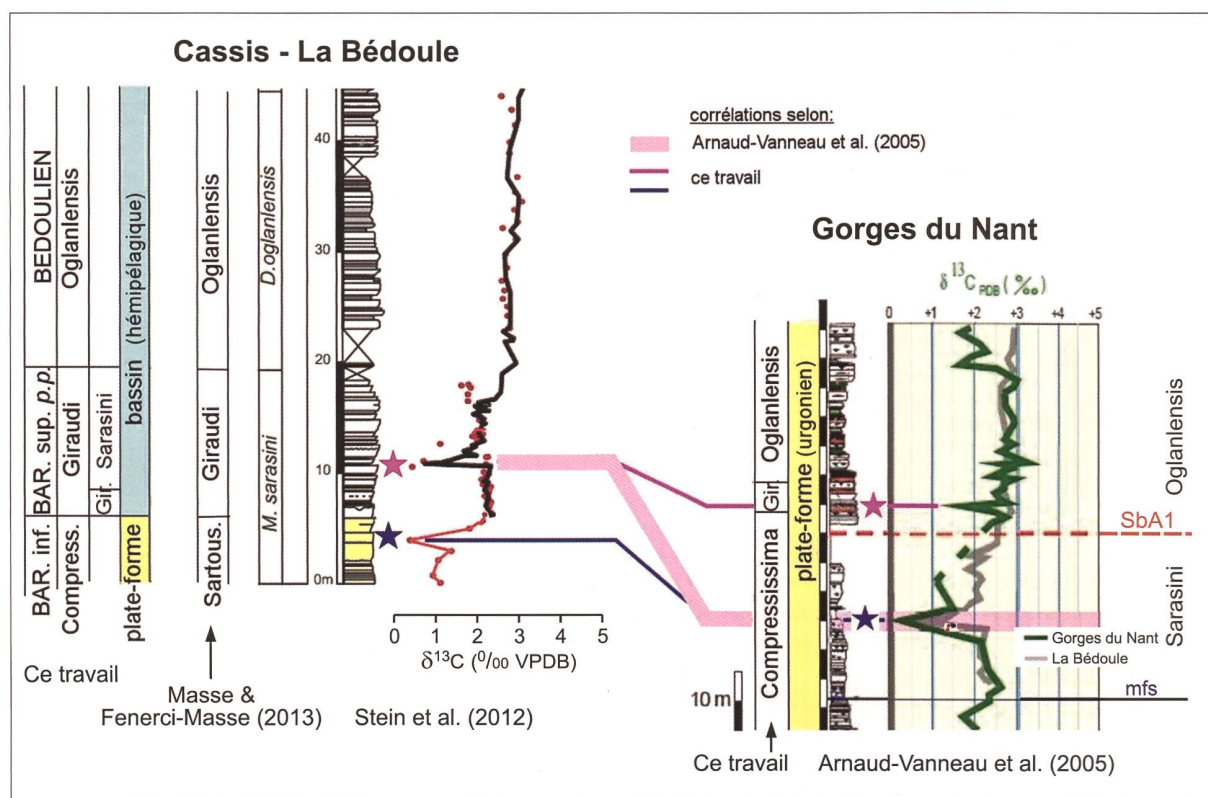


Fig. 27. Corrélation des pics négatifs du $\delta^{13}\text{C}$ observés dans les coupes de Cassis-La Bédoule (sommet des Calcaires urgoniens – base des faciès hémipélagiques) et des Gorges du Nant (sommet des Calcaires urgoniens inférieurs – base des CIO), selon Arnaud-Vanneau et al. (2005) et ce travail. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ de Cassis-La Bédoule sont tirées de Kuhnt et al. (1998: tracé noir) et de Stein et al. (2012: points rouges; le tracé rouge les reliant est dû à ce travail).

3. Stratigraphie séquentielle

3.1. Les termes séquentiels

Toutes les coupes figurées par Arnaud et al. (1998) sont interprétées en des termes de stratigraphie séquentielle identiques à ceux du modèle EXXON: HST (cortège de haut niveau marin), TST (cortège transgressif), LST (cortège de bas niveau marin), TS (surface de transgression), SB (limite de séquence), mfs (surface d'inondation maximale).

- **Commentaire.** L'examen de l'évolution des micro-faciès (Arnaud-Vanneau 1980, Arnaud 1981) de chaque cortège de dépôt de ces mêmes coupes démontre que ces termes utilisés recouvrent incontestablement des notions différentes de celles du modèle EXXON.
- Ainsi, dans la séquence BA3 (*sensu* Arnaud) de la coupe de référence du Col de Rousset (Fig. 29), les marnes et calcaires argileux hémipélagiques des *Calcaires de Glandasse* sont assimilés à un cortège de bas niveau marin (LST); les faciès successivement bioclastiques, oolithiques et à madrépores sus-jacents sont réunis dans un intervalle transgressif (TST), tandis que la base du maximum de transgression (mfs) correspond au faciès le plus interne de la

série (Bc1-2 = biosparites grossières à éléments et fragments de cnidaires *in* Arnaud 1981). Cette interprétation séquentielle est en contradiction avec les concepts du modèle EXXON.

- Les marnes et calcaires argileux hémipélagiques situés au-dessus, base de la *Formation des Calcaires urgoniens* sont attribués au maximum de transgression (mfs) et au cortège de haut niveau (HST).
- L'installation quasi instantanée, du sud du Vercors au nord du Jura suisse, des *Calcaires urgoniens* décrits comme phénomène transgressif (Arnaud 2005a) est donc censée se produire lors d'une période séquentiellement régressive (Arnaud et al. 1998).
- Elle est d'autre part mise en cause par les auteurs eux-mêmes, qui font débuter les *Calcaires urgoniens* avec le TST BA3 (*sensu* Arnaud) dans leur seconde coupe de référence des Gorges du Nant (Fig. 12) ainsi qu'à Eclépens (Fig. 9), c'est-à-dire avant leur apparition dans le Vercors méridional, origine déclatée de la transgression.
- Il en ressort que le cortège transgressif (TST) de la séquence BA3 (*sensu* Arnaud) appartient à la *Formation des Calcaires de Glandasse* au Col de Rousset et à la *Formation des Calcaires urgoniens* aux Gorges du Nant (Fig. 30).

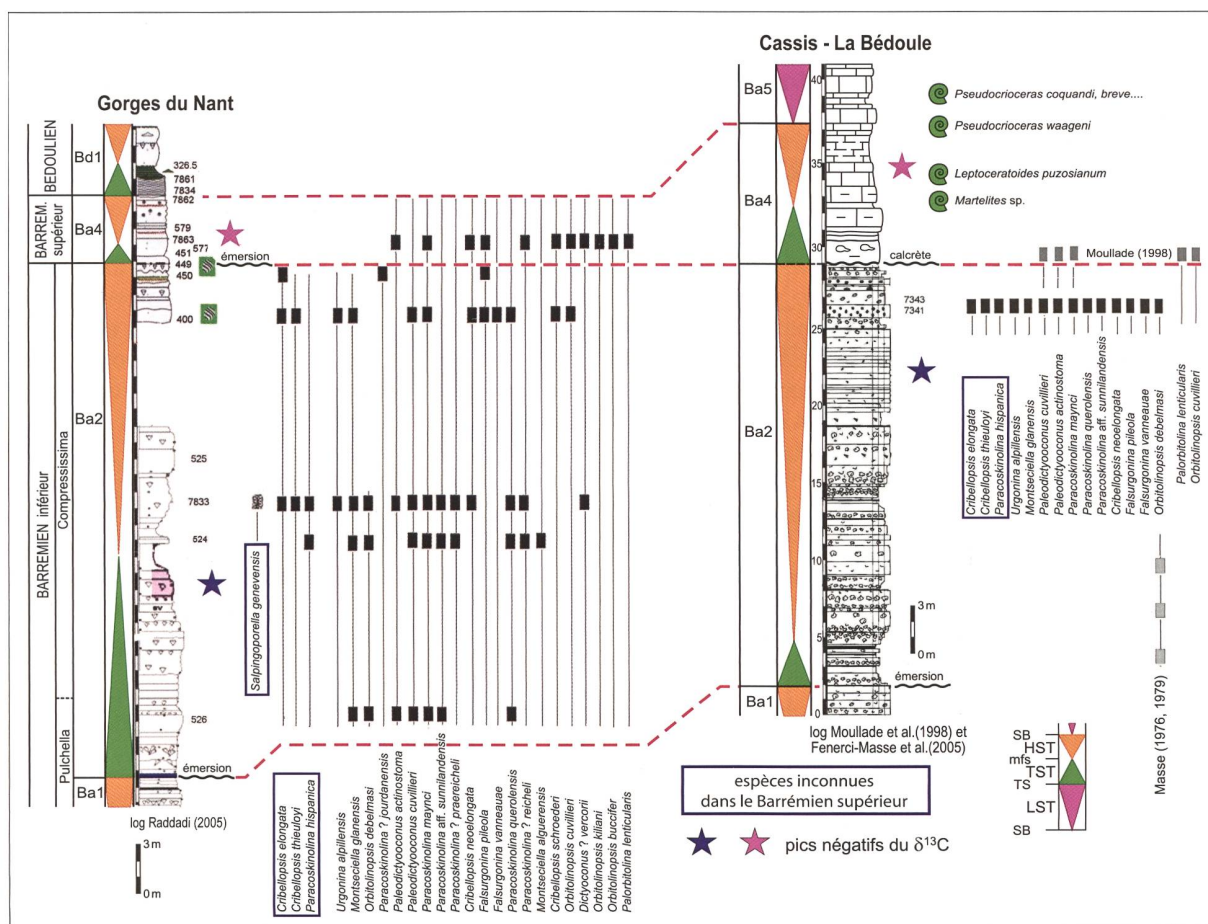


Fig. 28. La limite Barrémien inférieur – Barrémien supérieur dans les coupes des Gorges du Nant et de Cassis-La Bédoule. L'intervalle attribué dans ce travail à la séquence Ba2 (zones à Pulchella et Compressissima pars) du Barrémien inférieur était jusqu'à présent attribué à diverses zones du Barrémien supérieur et de l'Aptien: zone à Sartousiana (Cassis-La Bédoule – Masse & Fenerci-Masse 2013); sommet de la zone à Giraudi, sous-zone à Sarasini (Gorges du Nant – Arnaud et al. 1998, Arnaud-Vanneau et al. 2005, Arnaud 2005a); partie non basale de la zone à Oglanlensis (Gorges du Nant – Arnaud 2005b). Les orbitolinidés du sommet des Calcaires urgoniens de la coupe de Cassis-La Bédoule sont illustrés sur la planche 28.

3.2 La discontinuité SbB3

De Arnaud-Vanneau et al. (1976) à Arnaud-Vanneau & Arnaud (1986), la base des Calcaires urgoniens est datée du Barrémien supérieur, le Barrémien inférieur étant représenté par les Calcaires de Glandasse (bioclastiques) dans le Vercors méridional et par les Couches à Panopées (hémipélagiques) du Vercors septentrional au Jura neuchâtelois (Fig. 31).

Prenant en compte les très nombreuses ammonites collectées immédiatement sous les faciès de plate-forme (Clavel et al. 1986, 1987), Arnaud & Arnaud-Vanneau (1989: 654) écrivent alors «les dépôts du Barrémien inférieur et de la plus grande partie, voire de la totalité de l'Hauterivien supérieur disparaissent vers le nord entre le Vercors et le Jura neuchâtelois; les calcaires urgoniens débutent dans toute cette région au Barrémien supérieur élevé, contrairement à l'opinion de Clavel et al. (1986, 1987)».

Cette disposition est confirmée par Arnaud et al. (1998), Arnaud (2005a: fig. 15) et Arnaud-Vanneau et al. (2005), qui réaffirment le caractère transgressif – rétrogradant de la Formation des Calcaires urgoniens. Dans le détail des coupes étudiées (hors celles du voisinage du Col de Rousset), cette phase émer-sive est identifiée par la discontinuité SbB3, «partout caractérisée par des indices d'émersion précoce (...), des ravinements et des remaniements importants» (Arnaud et al. 1998: 8), qui est située à la base du TST ou de la mfs de la séquence BA3 (sensu Arnaud).

■ **Commentaire.** Dans le Jura suisse, cette discontinuité qualifiée de «probablement fortement érosive» (Arnaud et al. 1998: 63) n'a pu être reconnue ni par Charollais et al. (1994), ni par Blanc-Alétru (1995), ni par Raddadi (2005: 115 – La Lance, Buttes) qui mentionne une «discontinuité Ju3 = SbB3 qui ne montre pas d'indices d'émersion ou

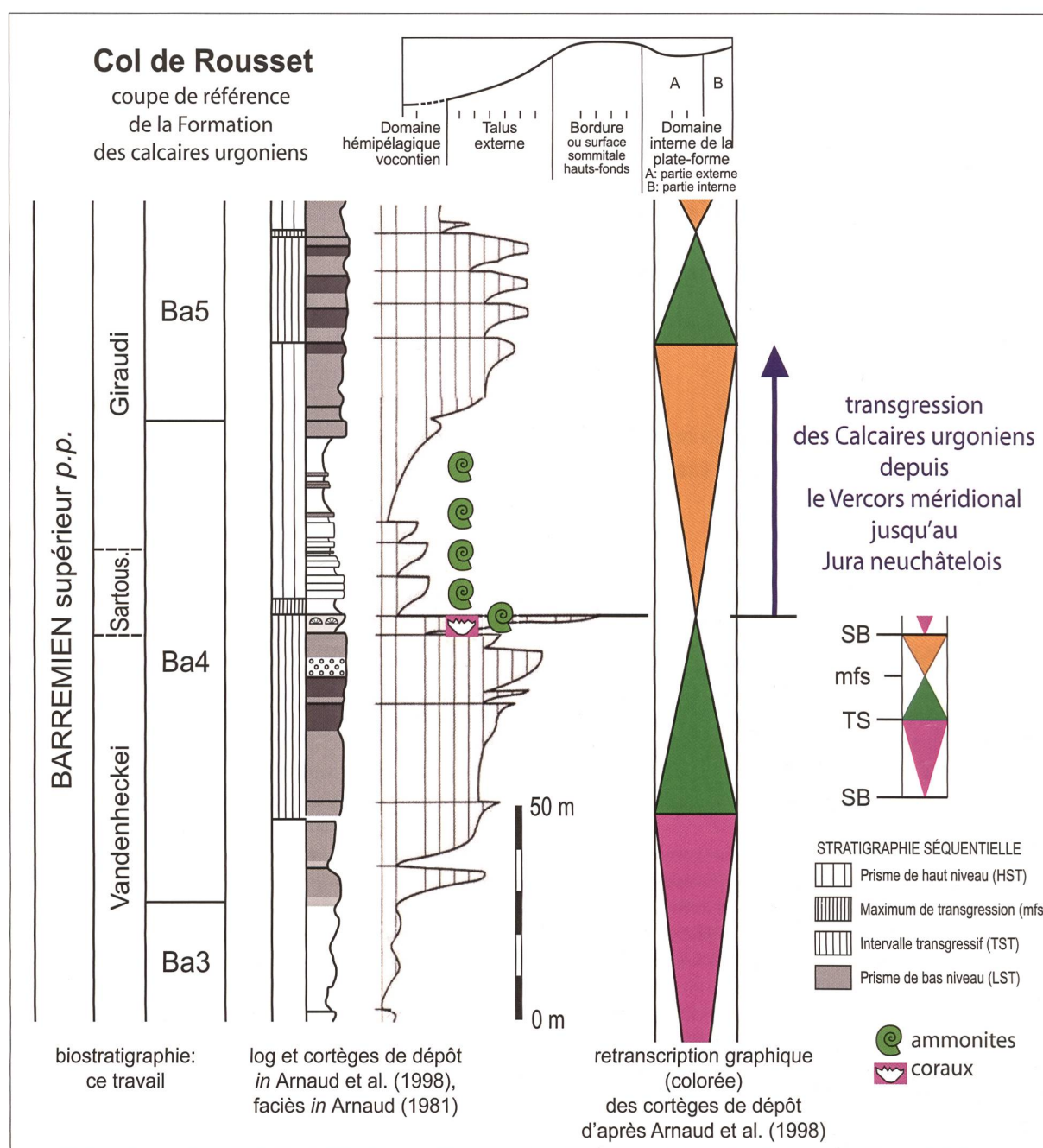


Fig. 29. Interprétation séquentielle du «drowning» basal des Calcaires urgoniens au Col de Rousset. Le contact entre des calcaires bioclastiques à coraux et des marnes hémipélagiques à ammonites est considéré comme surface d'inondation maximale (mfs) par Arnaud et al. (1998, 2005b), Godet et al. (2012).

d'érosion subaérienne», ni par Godet et al. (2010 – Eclépens). Ces derniers situent son niveau déterminé par Arnaud et al. (1998) au milieu d'un ensemble qu'ils attribuent à un cortège transgressif.

- A propos de la coupe du Pic de l'Oeillet (Chartreuse), où le *Plesiospitidiscus ligatus* (Hauterivien supérieur) cité (Clavel et al. 1987, Schroeder et al. 1990, 1999) et figuré par Clavel et al. (2010) est interprété par Arnaud et al. (1998 : 60) comme confirmation de l'importante lacune (un étage) coif-

fée par la SbB3, Raddadi (2005 : 108) écrit : « *Aucun indice d'émersion ou d'érosion subaérienne ne permet de localiser précisément la limite de séquence de dépôt SbB3* ».

3.3. Calcaires urgoniens : formation transgressive

Arnaud et al. (1998 : 35) précisent que les Calcaires de Glandasse – de la séquence BA1 au TST de la séquence BA3 (*sensu* Arnaud) –, qui représentent plus

de 700 m dans le Vercors méridional, ont une épaisseur de plus en plus réduite en direction du Vercors septentrional : ils disparaissent totalement au Serre de Pélandré, sous la limite de séquence ravinante SbB3, surmontée par les Calcaires urgoniens transgressifs depuis le Vercors méridional.

Arnaud et al. (1998 : 36) confirment ce dispositif rétrogradant qui « *infirme à lui seul qu'une quelconque progradation du membre inférieur des Calcaires urgoniens puisse exister entre le Jura et le sud du Vercors, contrairement à l'opinion de Clavel et al. (1987), constamment reprise depuis par ces auteurs* ». Ils réaffirment d'autre part que les falaises qui ceignent le Vercors « *ne montrent aucune progradation régulière des Calcaires urgoniens entre la vallée de l'Isère au Nord et le Diois au sud, mais au contraire une disposition générale aggradante et transgressive* » (Arnaud et al. 1998 : 66).

Arnaud (2005a : 19) présente à nouveau les Calcaires urgoniens comme une formation transgressive en direction du Nord, à partir de la surface d'inondation maximale de la séquence BA3 (zone à Sartousiana) du Vercors méridional.

■ **Commentaire.** Une progradation vers le Sud s'observe le long de la bordure occidentale du Vercors (Fig. 32) : dans sa partie septentrionale (Gorges du Nant et Pas de Pré Coquet) les faciès bioclastiques hauteriviens constituent la base d'une falaise urgonienne ininterrompue.

■ Au niveau des Grands Goulets (Fig. 13) des faciès hémipélagiques individualisent une barre inférieure bioclastique à orbitolinidés épaisse d'une soixantaine de mètres. Extrêmement réduite à Combe Laval (Fig. 19), cette barre bioclastique a disparu au Serre de Pélandré où elle est remplacée par des marnes et calcaires argileux hémipélagiques de même âge, datés eux aussi de l'Hauterivien supérieur par ammonites.

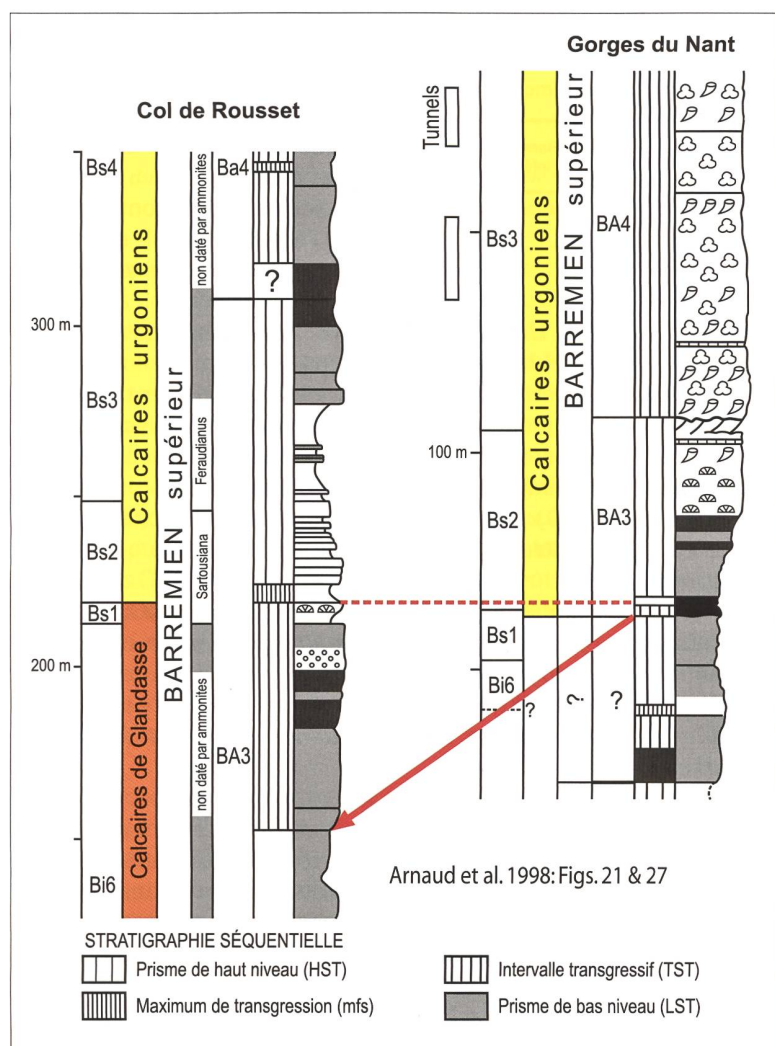


Fig. 30. Position séquentielle de la base des Calcaires urgoniens dans les deux coupes de référence de Arnaud et al. (1998, figs. 21 et 27). Flèche rouge : base du cortège transgressif ; pointillés rouges : mfs.

4. Observations de terrain

Dès le Vercors septentrional et plus au nord, les attributions stratigraphiques des *Calcaires urgoniens inférieurs*, basées notamment « *depuis longtemps* » sur les « *associations d'orbitolinidés et les corrélations séquentielles* » ainsi que, partiellement, sur les « *charophytes, pollens et dinoflagellés* » (Arnaud et al. 1998 : 29) et sur les « *données de terrain et les corrélations séquentielles bien documentées* » (Arnaud et al. 1998 : 33), ne résistent pas aux observations de terrain rapportées ci-dessous.

4.1. La falaise orientale du Vercors

Au titre des « *corrélations séquentielles bien documentées* » nous citerons l'interprétation de la falaise orientale du Vercors (Fig. 33) : Arnaud (1981 : 166) y décrit, de part et d'autre du col de la Balme, une première falaise bioclastique – partie basale du Membre Bi6, Barrémien moyen – qui « *vers le Nord, s'amoindrit et disparaît presque entièrement sous le sommet de la Grande Moucherolle* ».

■ **Commentaire.** La progradation vers le Sud des faciès bioclastiques urgoniens est pleinement confirmée le long de la falaise orientale,

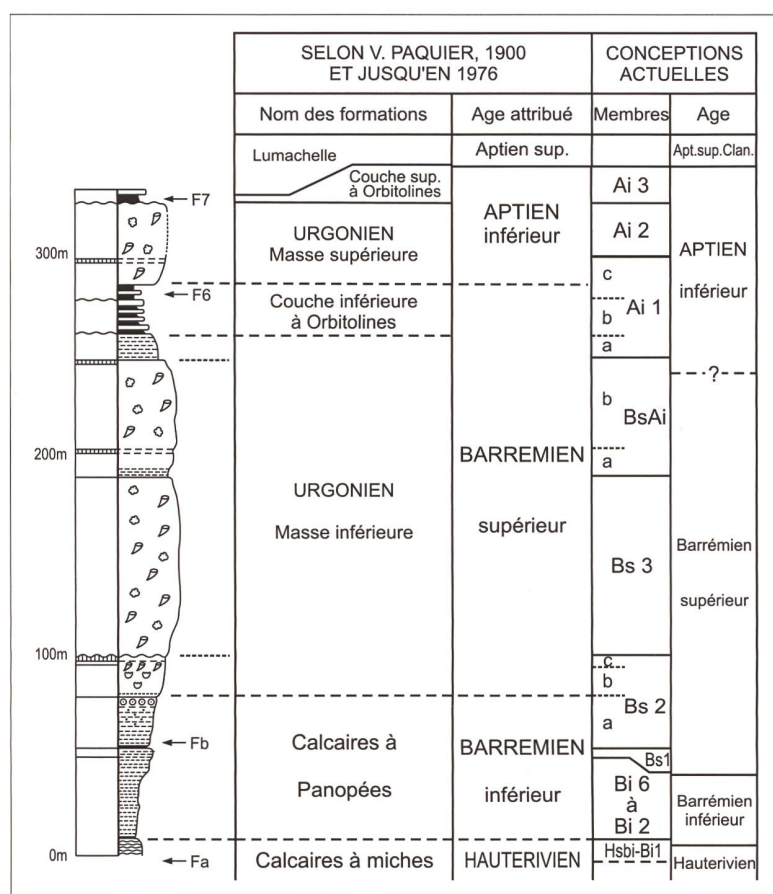


Fig. 31. Schéma stratigraphique historique des dépôts urgoniens de la région grenobloise d'après Arnaud-Vanneau (1980: 144, fig. 25).

Aiguille (Vercors méridional). Cette analyse est confirmée par Arnaud et al. (1998: 128-129).

■ **Commentaire.** La même année, Busnardo et al. (1991) illustrent, à l'aide de nombreuses ammonites (Fig. 35B), la présence de cette même séquence H7 (*sensu* Arnaud), épaisse de 150 m, à la base du Mont Aiguille. Les ammonites collectées, dont certaines sont figurées par Clavel et al. (2010), sont les suivantes : *Pseudothurmannia picteti*, *Ps. gr. angulicostata*, *Ps. gr. lurensis*, *Ps. gr. grandis*, *Parathurmannia gr. sarsini*, *Par. cf. pseudomalbosi*, *Sornayites gr. simionescui*, *Emericiceras emerici*, *Acriceras tabarelli*, *Raspailiceras* sp.

■ La réalité de cette discontinuité érosive à l'échelle régionale est invalidée par les données de terrain.

où le biseau stratigraphique observé de façon discontinue dans les coupes de la bordure occidentale du Vercors (Fig. 32), est visible de façon continue (Figs. 33-34), de sa formation (Grande Moucherolle) à sa disparition au sein des alternances hémipélagiques (Pas Ernadant). Au niveau du Pas de la Balme la coupe est identique à celle des Grands Goulets, distante de 9 km à l'ouest, à la même latitude : à l'extrême sommet des faciès hémipélagiques, sous la falaise inférieure attribuée au membre Bi6 par Arnaud (1981), nous avons collecté des ammonites de l'Hauterivien sommital (dont *Pseudothurmannia angulicostata*) et identifié la succession *Toxaster retusus* – *Toxaster seynensis* (Clavel et al. 1987).

■ Nos observations infirment donc le sens du Sud vers le Nord de la progradation de la plate-forme urgonienne proposé par Arnaud et coauteurs depuis 1981.

4.2. La discontinuité « renforcée tectoniquement » du Mont Aiguille

Au titre des « données de terrain bien documentées » nous citerons Jacquin et al. (1991: 129). Conjuguant stratigraphie séquentielle et biostratigraphie (Fig. 35A), ils décrivent une discontinuité « tectonically enhanced » à l'origine de l'érosion d'« au moins 150 m de sédiments hémipélagiques – séquence H7 [= zone à *Angulicostata*] » au Mont

4.3. L'exemple des Couches inférieures à orbitolines

La vérification sur le terrain d'hypothèses tirées de la logique d'un modèle permet de tester la valeur de ce dernier, et notamment son caractère prédictif : l'exemple des Couches inférieures à orbitolines (CIO) des massifs subalpins septentrionaux le démontre.

Pour Arnaud et al. (1998: 32), les CIO, qui sont reconnues « depuis longtemps comme un repère cartographique continu », « correspondent à l'intervalle transgressif et au maximum de transgression d'une seule séquence de dépôt (séquence AP1) ».

Arnaud-Vanneau et al. (2005) confirment que la mfs de la séquence AP1 correspond au dernier niveau marneux des CIO. A la base de celles-ci, des paléosols (Berland, Pas du Frou) ou des charophytes remaniés (Gorges du Nant, Grands Goulets) sont présents (Arnaud-Vanneau 1980; Mojon & Médus 1991; Orsat 1991; Mojon 2002).

■ **Commentaire.** Notre modèle (orbitolinidés et stratigraphie séquentielle) suggérant l'existence de trois séquences différentes à l'intérieur des CIO,

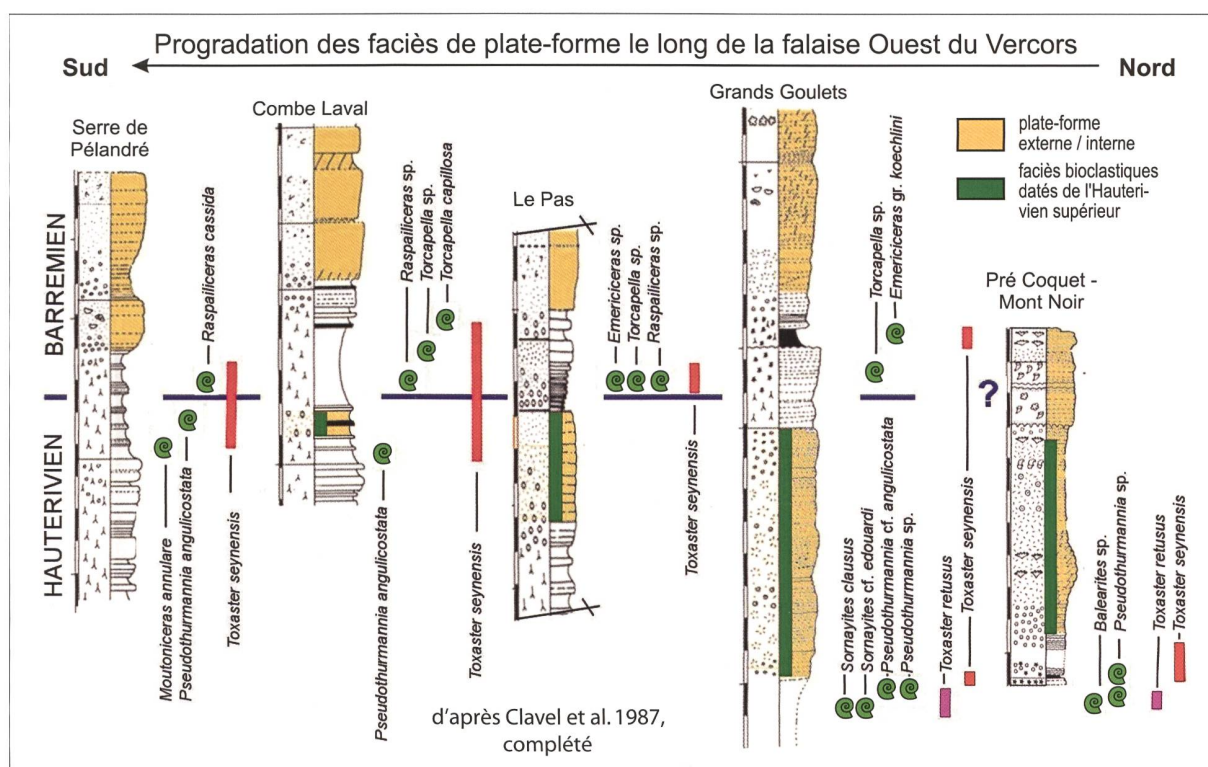


Fig. 32. Corrélation de coupes relevées dans la falaise occidentale du massif du Vercors montrant la progradation des faciès de plate-forme du N vers le S, d'après Clavel et al. (1987), modifiées (ce travail). Niveau de référence: limite Hauterivien – Barrémien.

nous avons testé cette hypothèse en différentes coupes des massifs des Bornes, de la Chartreuse et du Vercors, où elles sont identifiables (Fig. 36) : il en est résulté la reconnaissance de trois discontinuités émersives-érosives dans chacune d'entre-elles ($\Delta 1$ - $\Delta 3$), soulignées par la présence de charophytes de la biozone palynologique à *Cruciata* (Clavel et al. 2002 ; Martin-Closas et al. 2009). Ces discontinuités (Fig. 36) démontrent que les CIO des massifs subalpins septentrionaux, qui abritent les cortèges transgressifs (TST) de trois séquences, ne constituent pas le TST d'une unique séquence comme interprété par Arnaud et al. (1998, Arnaud-Vanneau et al. 2005).

5. Conclusions

Il est difficile de comprendre sur quelles bases repose exactement le modèle proposé par Arnaud et al. (1998), Arnaud (2005a), Arnaud-Vanneau et al. (2005), entériné par Bastide et al. (2010, 2012). Les imprécisions, inconsistances et falsifications affectant les éléments paléontologiques, séquentiels et les données de terrain qui le composent seront brièvement rappelés ci-dessous.

- **Sédimentologie.** La *Formation des Calcaires urgoniens*, définie comme constituée essentiellement de calcaires à rudistes, a pour première

coupe de référence – la seule dont la base est datée par ammonites – (Col de Rousset : figs. 15 et 29) un ensemble composé en majeure partie de dépôts circalittoraux d'où les faciès internes (à rudistes ou non) sont totalement absents. Sa définition originale inclut également, « *par commodité* », les calcaires à silex et les calcaires argileux hémipélagiques qui la bordent (Arnaud et al. 1998 : 11). Elle devient de ce fait un concept flou.

- **Lithostratigraphie.** Des calcaires essentiellement à rudistes et accessoirement bioclastiques (*Calcaires urgoniens*) ou l'inverse (*Calcaires de Glandasse*) définissent deux formations différentes (Arnaud et al. 1998 : 11) composées des mêmes éléments lithologiques en proportion variable : elles ne se différencient donc que par l'âge qui leur est attribué, ce qui est contraire aux règles internationales de nomenclature.

- **Biostratigraphie.** Les figures 5, 9-15 et 17-23 et les planches 4 à 27 démontrent que les espèces reconnues par Arnaud et al. (1998) comme « *strictement cantonnées* » au Barrémien supérieur ou à l'Aptien inférieur sont présentes en nombre tout au long du Barrémien – parfois même dès l'Hauterivien supérieur –.

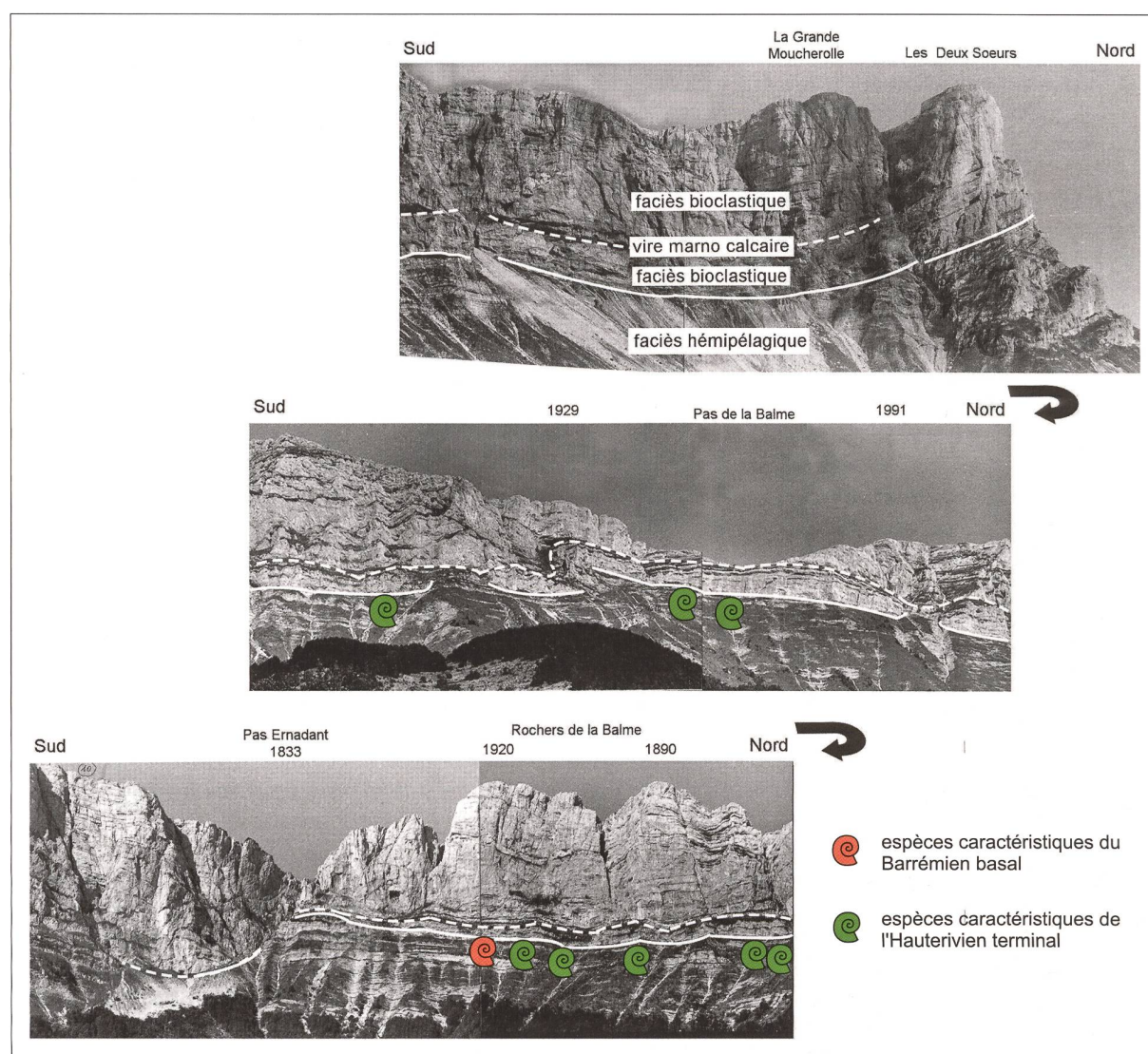


Fig. 33. Falaise orientale du massif du Vercors de part et d'autre du Pas de la Balme (photos R. B.):

- 10A: compartiment nord,
10B: compartiment central,
10C: compartiment sud

Le biseau stratigraphique identique à celui de la falaise occidentale (voir fig. 34) est souligné par des traitillés.

Concepts séquentiels. Dans la coupe de référence du Col de Rousset, la base de la *Formation des Calcaires urgoniens* est représentée par un maximum de transgression (mfs) qui correspond au faciès le plus interne de toute la coupe, alors que le cortège transgressif (TST) sous-jacent est constitué de faciès régressifs (des micrites à spicules de spongiaires aux bio-sparites à cnidaires).

Cette même base, constituée par la mfs de la séquence BA3 (*sensu* Arnaud) au Col de Rousset, est attribuée au début de l'intervalle transgressif

(TST) de la seconde coupe de référence (Gorges du Nant): le TST BA3 appartient donc à deux formations différentes: *Calcaires de Glandasse* dans le Vercors méridional, *Calcaires urgoniens* dans le Vercors septentrional.

Données de terrain. L'âge Barrémien supérieur attribué par Arnaud et al. (1998) aux *Calcaires urgoniens inférieurs* du Vercors septentrional au Jura est confirmé par des pollens, charophytes et dinoflagellés sur la base de la falsification de leur provenance (Berland) et de leur position dans la coupe citée (Gorges du Frou).

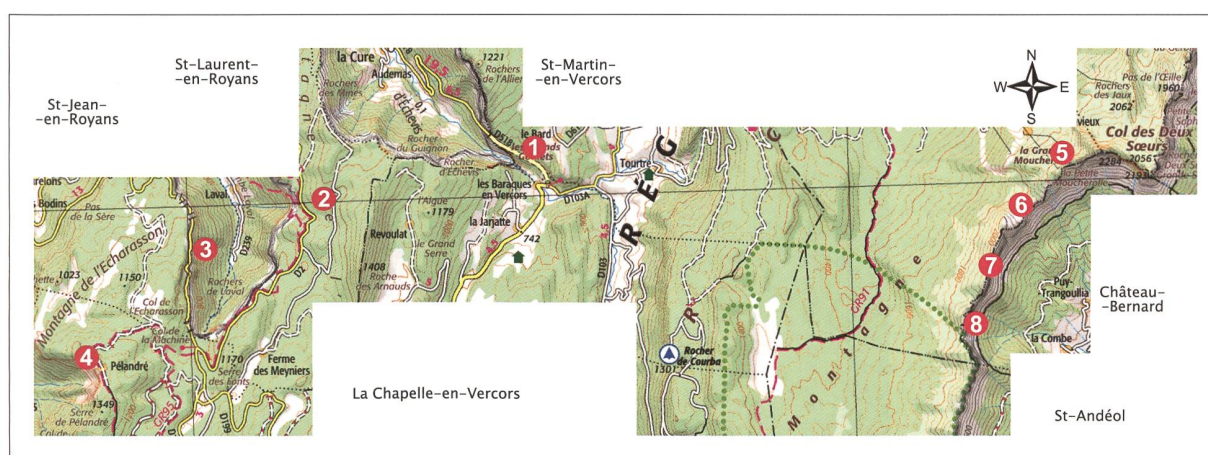


Fig. 34. Plan de situation des transects illustrés dans les Figs. 31 et 32. Ouest: 1- Les Grands Goulets, 2- Le Pas, 3- Combe Laval, 4- Serre de Pélandré; Est: 5- La Grande Moucherolle, 6- Pas de la Balme, 7- Rochers de la Balme, 8- Pas Errnandant. Fond topographique © www.geoportail.fr & IGN - Institut Géographique National, 73 avenue de Paris, F-94165 St-Mandé Cedex (France).

De même les observations faites sur les bordures occidentale et orientale du Vercors, ainsi qu'au Mont Aiguille contredisent totalement les schémas publiés depuis 1981 par Arnaud et co-auteurs.

- **Contradictions internes.** Arnaud et al. (1998: figs. 33 et 34) entretiennent eux-mêmes l'incertitude sur leurs conclusions en attribuant au Barrémien supérieur du Jura suisse des niveaux dans lesquels Arnaud-Vanneau & Masse (1989) avaient cité et figuré des orbitolinidés – *Urgonina alpillensis protuberans*, *Paleodictyoconus* sp. 1 et sp. 2 – qu'ils affirment strictement cantonnés au Barrémien inférieur (Arnaud et al. 1998: 26).

Dans la même publication, Arnaud et al. (1998, figs. 36 et 39) considèrent comme absents du Barrémien inférieur trois espèces d'orbitolinidés dont les types (décrits par Arnaud-Vanneau 1980 aux Grands Goulets) proviennent de niveaux formellement attribués au Barrémien inférieur quelques pages avant.

- **Autoréférences erronées.** Le sommet des *Calcaires urgoniens inférieurs* – SbA1 (*sensu* Arnaud) – marque la limite Barrémien – Aptien inférieur (Arnaud et al. 1998: fig. 39; Arnaud 2005a: fig. 16), mais est situé dans l'Aptien inférieur pour Arnaud (2005b: figs. 88 et 89). Cette limite de séquence est présentée dans ces trois dernières publications comme émergitive et « *highly erosive* » en raison d'une baisse importante du niveau marin. Arnaud et

al. (1998: 66) citent en référence une précédente publication de Arnaud-Vanneau & Arnaud (1990: 216), dans laquelle il est écrit exactement le contraire: « *the emergence at the top of the BsAi parasequence... appears to be minor. It is distinguished either by the unremarkable gullyng of underlying limestone or by a very rarely preserved thin level of Characae micrite above the erosion surface (Chartreuse).*⁵ »

■ IV. Examen critique du modèle de l'école neuchâteloise – lausannoise

[l'Urgonien, une formation régressive au Barrémien supérieur]

Dans le domaine helvétique (Föllmi et al. 1994, 2007) proposent un schéma biostratigraphique et lithologique très proche de celui de l'école grenobloise: les calcaires à rudistes, coraux, orbitolinidés... représentant le *Schrattenkalk* reposent sur les faciès externes de la *Formation de Tierwis*, dont la partie sommitale (« *Chopf beds* ») a fourni des ammonites de la base de la zone à Sartousiana dans la coupe du Barbielergrat-Alvier (Bodin et al. 2006c). Le membre intermédiaire du Rawil est tenu pour équivalent des CIO (Fig. 36).

⁵ « l'émergence au sommet de la parasequence BsAi... apparaît peu importante. On la reconnaît soit au faible ravinement des calcaires sous-jacents soit à un mince niveau de micrite à characées, très rarement préservé, sur la surface d'érosion (Chartreuse) »

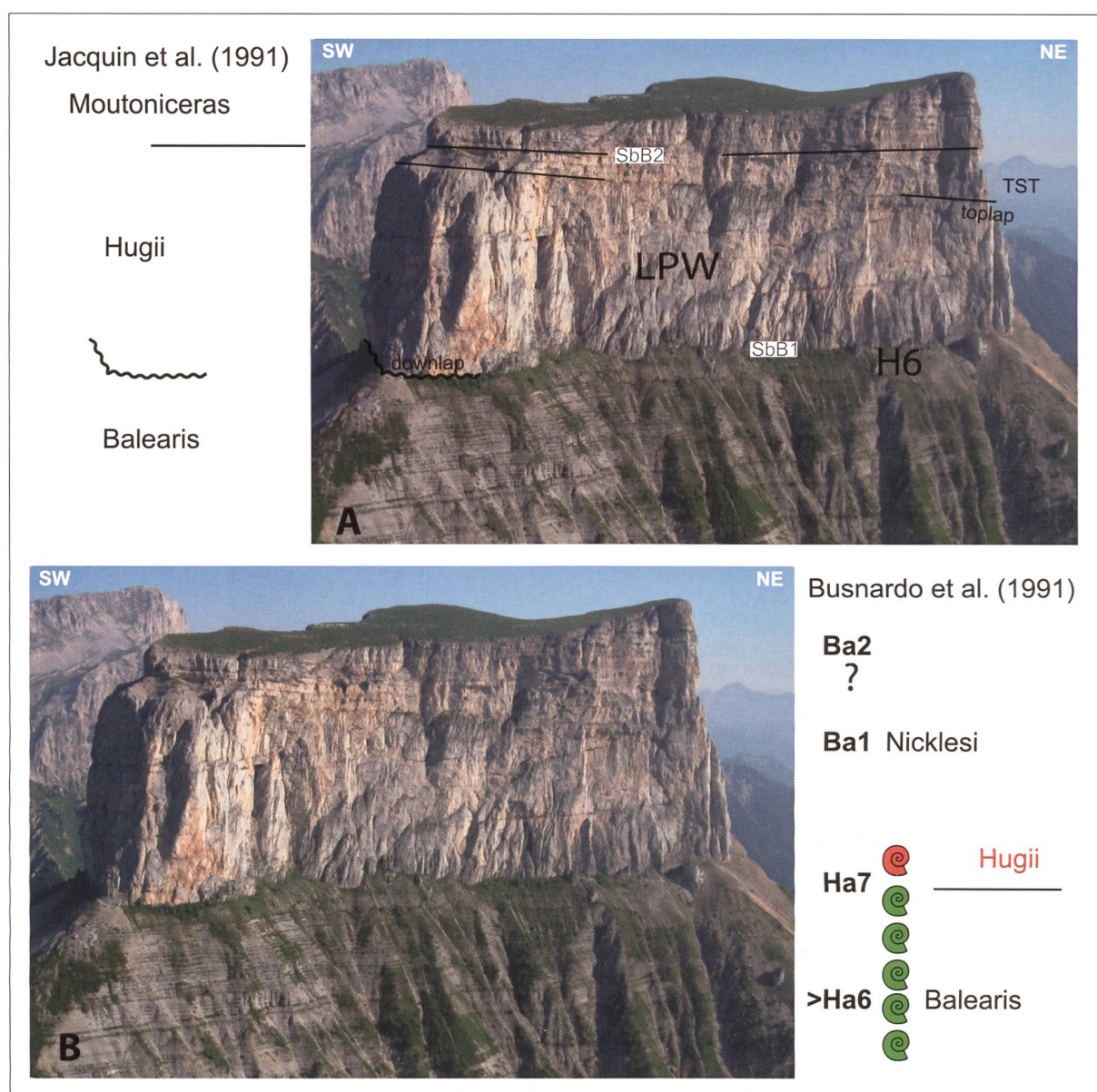


Fig. 35. Interprétation biostratigraphique et séquentielle du Mont Aiguille (flanc est du Vercors méridional) selon Jacquin et al. (1991) et Busnardo et al. (1991).

Le *Schrattenkalk*, qui succède en continuité aux marnes et alternances marnes – calcaires de la *Formation de Tierwis*, est considéré comme régressif (cortège de haut niveau – HST = progradant) par les auteurs ci-dessus.

Godet et al. (2005, 2008, 2011, 2012) arrivent à des conclusions identiques pour l'Urgonien du Jura suisse. Ils confirment par la géochimie les conclusions biostratigraphiques obtenues dans le domaine helvétique et les massifs subalpins septentrionaux (à partir de la zone à *Sartousiana* pour les calcaires à coraux et rudistes) et affirment que : «*As a consequence of the change towards a warmer and wetter climate during the latest Hauterivian and a corresponding*

*increase in phosphorus input into the ocean, the northern Tethyan carbonate platform drowned (during the period between the *S. angulicostatum* and the *C. darsi* ammonite zones; Arnaud-Vanneau and Arnaud, 1990; Bodin et al. 2006b*»⁶ (Godet et al. 2008 : 845). Ils reconnaissent cet ennoie-ment dans les dépôts de l'Urgonien jaune et inter-

⁶ « en raison de l'arrivée d'un climat plus chaud et plus humide à l'Hauterivien terminal et de l'augmentation corrélative des arrivées de phosphore dans l'océan, les plates-formes carbonatées nord-téthysiennes furent ennoyées durant la période allant de la zone à *Angulicostatum* à la zone à *Darsi*; Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990; Bodin et al. 2006b. »

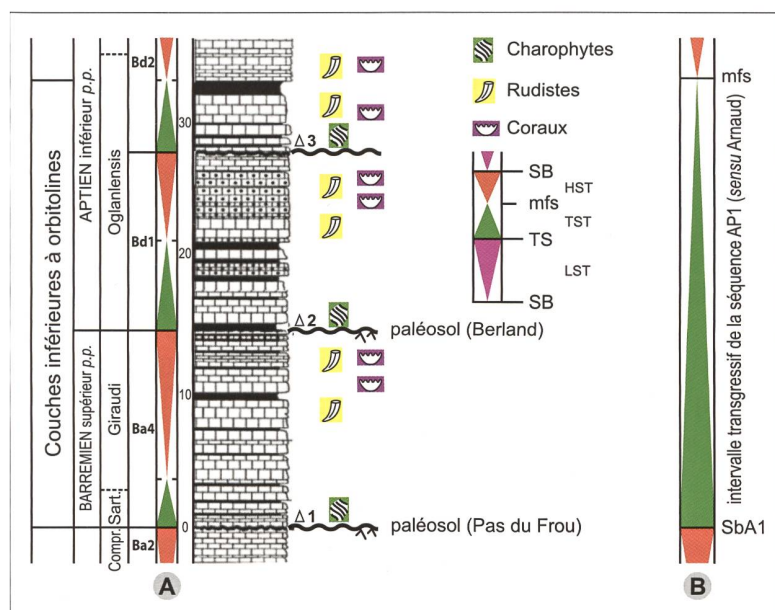


Fig. 36. Les trois séquences des Couches inférieures à Orbitolines (CIO). Des massifs subalpins septentrionaux (log du Pas du Fou – Clavel et al. 2002). La présence de trois discontinuités émerives marquées par des charophytes et surmontées de rudistes et de coraux ne permettent pas d'interpréter l'ensemble des CIO comme un unique cortège transgressif (TST). Découpage séquentiel: **A** - selon ce travail; **B** - selon Arnaud et al. (1995), Arnaud-Vanneau et al. (2005)

prêtent séquentiellement les calcaires à rudistes (= Urganien blanc) du Jura comme cortège de haut niveau (HST) dont ils soulignent le caractère **régressif** (Godet et al. 2012: fig. 3).

1. Biostratigraphie

1.1. Ammonites du domaine helvétique de Suisse centrale

Dans le domaine helvétique, la coupe du Barbierlergrat-Alvier (Bodin et al. 2006c) a fourni les ammonites (2 spécifiquement déterminées figurées) datant la mise en place des faciès de plate-forme du *Schrattenkalk* de la zone à Sartousiana, au milieu du Barrémien supérieur (Föllmi et al. 2007).

En domaine plus interne, la coupe de Tierwis-Säntis est la seule coupe figurée où la *Formation de Tierwis* est surmontée par le *Schrattenkalk inférieur* (Bodin et al. 2006b). A sa base (*Membre d'Altmann*) 13 ammonites sont citées dont 4 déterminées spécifiquement, mais avec doute («gr.»); 5 sont caractéristiques de l'Hauterivien, 8 autres sont attribuées au Barrémien inférieur. Ces ammonites permettent l'identification par les auteurs de la base de la zone à Darsi (*sensu* Vermeulen 2005 = zone à Moutonianum *sensu* Reboulet et al. 2009), marquant le sommet du Barrémien: elles confirment donc que le *Schrattenkalk* se met en place au Barrémien supérieur.

■ **Commentaire.** Tout comme la coupe de référence des *Calcaires urgoniens* au Col de Rousset (Vercors méridional), la coupe de l'Alvier (Fig. 37), présentée comme référence biostratigraphique du *Schrattenkalk*, n'est constituée, au-dessus des faciès hémipélagiques de la *Formation de Tierwis*, que de «w-

ckestones à éléments de plate-forme remaniés», sans le moindre niveau de plate-forme interne à rudistes (Wissler et al. 2003).

■ Dans la coupe de Tierwis-Säntis, les deux exemplaires barrémiens figurés, qualifiés de «well preserved representatives», sont pour l'un de nous (R. B.) spécifiquement indéterminables en raison de leur piètre conservation (Fig. 38). Nous avons pour notre part récolté dans les mêmes niveaux *Torcapella falcata* et *T. gr. suessiformis*, formes connues dès la base du Barrémien inférieur.

1.2. Ammonites du Jura

Deux ammonites sont évoquées par Godet et al. (2010, 2013a) à propos du Jura suisse: l'une (*Lyticoceras subhystricoides*), collectée dans les «Marnes d'Uttins (MU)» de la carrière d'Eclépens, marque la zone à *Nodosoplicatum* de l'Hauterivien inférieur. La détermination de la seconde (Pl. 1, fig. 1) – gr. *Lyticoceras* - *Cruasicerus* (Clavel et al. 2007) – collectée par Mouty (1966) dans sa coupe de Grand-Essert (vallée de la Valserine, Ain, France) est fortement contestée en raison de sa signification biostratigraphique – base de la zone à Sayni de l'Hauterivien supérieur.

■ **Commentaire.** Les caractères distinctifs des faciès de la base de l'«Urganien jaune», définis par Godet et al. (2010) – abondance de marnes, glauconie, quartz, niveaux noduleux, discontinuités érosives – sont précisément ceux que décrit Mouty (1966) de part et d'autre de cette ammonite, au-dessus des «calcaires jaunes, pseudoolithiques et oolithiques (...) en petits bancs à stratification oblique» attribués à la «Pierre jaune (PJN)» par Godet et al. (2010). Ces auteurs estiment que le petit niveau marneux (30 cm) situé un peu plus de trois mètres sous les faciès

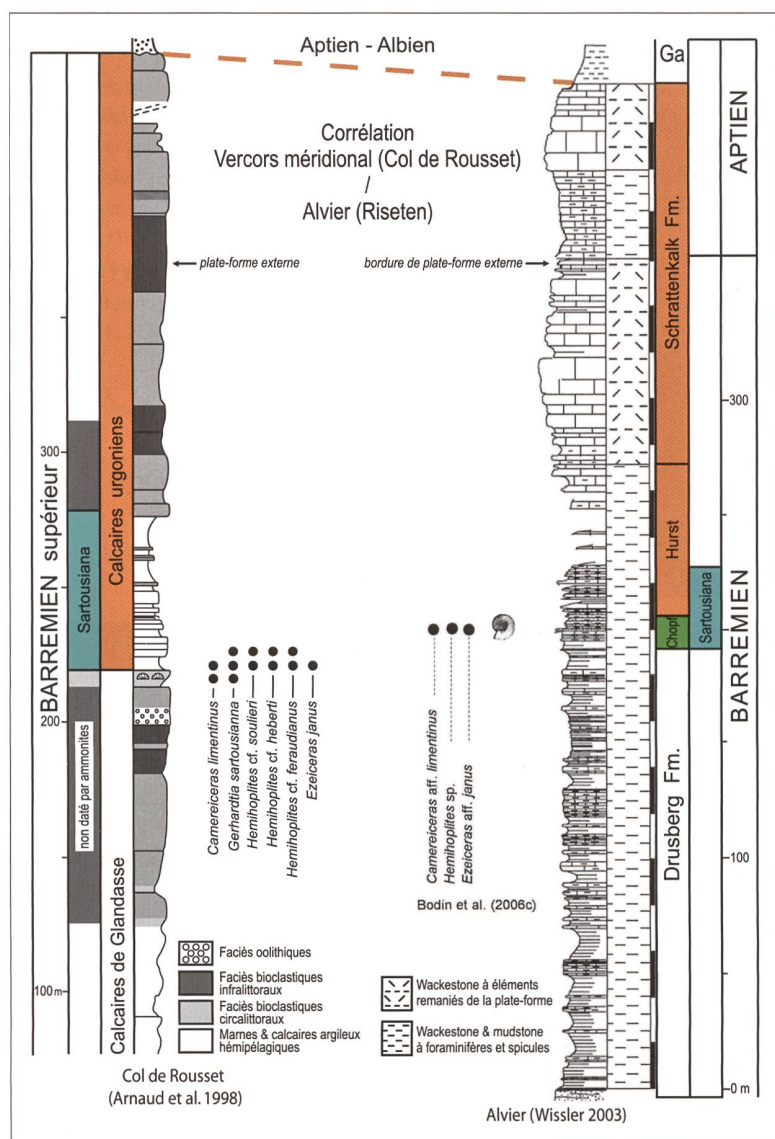


Fig. 37. Corrélations entre les coupes du col de Rousset (Arnaud et al. 1998) et d'Alvier (Wissler et al. 2003). Ces deux coupes sont utilisées par Arnaud et al. (1998) et Bodin et al. (2006b) pour dater de la zone à Sartousiana la mise en place de la Formation des Calcaires urgoniens dans le Vercors et celle du Schrattenkalk dans le domaine helvétique de Suisse centrale.

cune du Barrémien inférieur et un âge Barrémien supérieur – Aptien inférieur pour l'Urgonien blanc (UB). Par contre, *Heteraster couloni*, l'échinide extrêmement commun dans le Jura, où il a été décrit par Agassiz (1839), n'est pas mentionné.

1.4. Orbitolinidés

Dans les études consacrées au domaine helvétique de Suisse centrale, les espèces d'orbitolinidés sont exceptionnellement mentionnées (Stein et al. 2011) avec référence exclusive à la distribution proposée par Arnaud et al. (1998) pour les massifs subalpins septentrionaux. Il en est de même pour le Jura (Godet et al. 2010, 2011, 2013a).

Dans d'autres publications Föllmi (2008) et Godet et al. (2012: 1128) considèrent que les orbitolinidés ne sont pas des marqueurs biostratigraphiques crédibles, en raison des importantes divergences existant

entre les répartitions publiées par les écoles genevoise et grenobloise. A l'appui de cette affirmation, ils citent également la note de Schroeder et al. (2007), qui identifient et figurent des espèces caractéristiques du Gargasien sommital – Clansayésien au sommet du *Schrattenkalk* de la nappe du Wildhorn (Suisse centrale), alors que ces niveaux sont datés par ammonites du Bédoulien.

dénommés urgoniens par Mouty correspond aux *Marnes d'Uttins* (d'une épaisseur identique à Eclépens) intercalées au milieu de la Pierre jaune dans l'ensemble du Jura franco-suisse. Ils passent sous silence la dizaine de mètres de marnes qui s'intercalent au milieu de la Pierre jaune, quatorze mètres plus bas, et qui correspondent effectivement aux *Marnes d'Uttins* (Fig. 39). Ce schéma est typique dans tout le Jura méridional : Vuache, Salève, Mt Clergeon, où cet important niveau marneux a fourni de nombreuses ammonites, dont les marqueurs *Lyticoceras nodosoplicatum* et *Saynella clypeiformis* (Clavel & Charollais 1989b : fig. 2).

1.3. Echinides

Godet et al. (2010, 2011) signalent deux échinides déterminés avec doute (« ? ») dans l'Urgonien du Jura suisse. Dans la thèse de Godet (2006: 68), ces mêmes échinides (*Goniopygus delphinensis* et *Orthopsis* aff. *repellini*), laissaient supposer la la-

■ **Commentaire.** Quelques espèces d'orbitolinidés sont citées pour confirmer les conclusions biostratigraphiques des auteurs. Ainsi Stein et al. (2011: 12) se réfèrent aux « *biostratigraphically well-dated sections of the Vercors area* (Arnaud-Vanneau 1980) » pour dater de l'Aptien inférieur les niveaux à *Orbitolinopsis cuvillieri*, *O. kiliani*, *O. buccifer*. Nous avons démontré plus haut (§ II 2.3.2) que ces attributions ne sont pas acceptables, ces espèces étant connues dès la base du Barrémien (Clavel et al. ce travail).

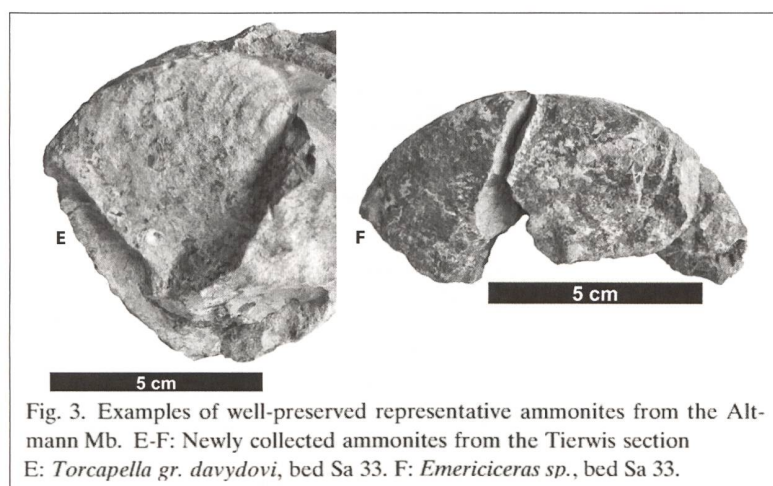


Fig. 38. (= fig. 3 pars Bodin et al. 2006b): Ammonites figurées sur lesquelles repose la datation du Membre d'Altmann, d'après Bodin et al. (2006b: figs. 3 et 4, Table 1). *Torcapella gr. davydovi* (E) est identifiée à partir de l'extrémité ventrale de 5 côtes sur une surface de 2,5 x 2,2 cm, et *Emericiceras sp.* (F) ne présente pas la moindre trace de la costulation et de la tuberculation caractéristiques du genre. Non figurée, *Subtorcapella sp.?* (Table 1) est citée comme *Subtorcapella sp.* (fig. 4 et texte: 170).

Les critiques de la publication de Schroeder et al. (2007) ne sont pas non plus acceptables dans leurs conclusions relatives à l'absence de crédibilité des orbitolinidés. Föllmi & Gainon (2008: fig. 3) ont montré que, dans la région étudiée, les *Calcaires de Brisi*, attribués à l'Aptien sommital, sont présents à moins de 2 m au-dessus du *Schrattenkalk*: la datation erronée est donc manifestement due à la confusion d'échantillons voisins.

1.5. Dasycladales

Tout comme les orbitolinidés, les algues ne constituent pas un argument stratigraphique dans les publications consacrées au domaine helvétique de Suisse centrale. Godet (2006: fig. B.34) indique que les dasycladales collectées dans l'Urgonien blanc du Jura le datent de la partie «inférieure (?)» du Barrémien selon Masse. Godet et al. (2010, 2011) mentionnent quelques dasycladales dans l'Urgonien blanc sans en tirer de conclusions. Godet et al. (2013a) contestent l'extension stratigraphique que nous attribuons (Charollais et al. 2013) à *Praturlonella dani-lovae*⁷.

1.6. Dinokystes

La coupe d'Eclépens (Jura vaudois) a été, il y a peu, l'objet de plusieurs études consacrées aux dinokystes et aux nannofossiles. Pour Godet (2006), les dino-

kystes indiquent des âges différents selon les déterminateurs – Hauterivien (P. Hochuli), Barrémien supérieur – Aptien basal (E. Ghasemi-Nejad).

Commentaire. Comme déjà écrit plus haut, une recherche palynologique approfondie a été menée par R. Jan du Chêne sur l'Urgonien jaune des carrières d'Eclépens et de La Sarraz (Jura vaudois). Les conclusions basées sur des déterminations figurées pour les formes les plus significatives (Clavel et al. 2007: 1037-1038 et 1060-1061, pl. 7) ont déjà été publiées. L'association des dinokystes reconnue par ce spécialiste

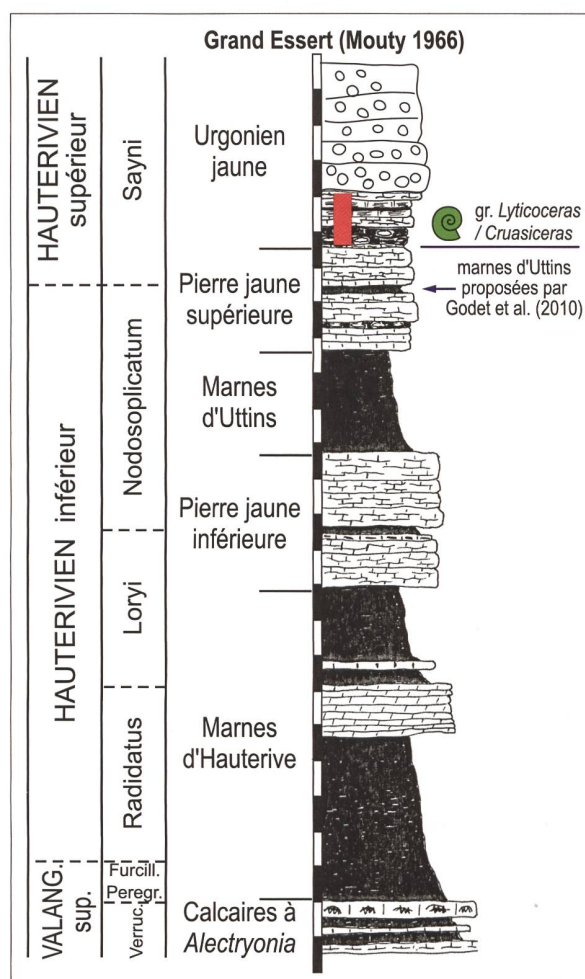


Fig. 39. Niveaux hauteriviens de la coupe de Grand Essert (lithologie selon Mouty (1966)). Les marnes d'Uttins, intercalées entre Pierre jaune inférieure et Pierre jaune supérieure, ont une épaisseur de 15 mètres, et non de 30 centimètres comme décrit par Godet et al. (2010: 1105).

⁷ espèce également attribuée au genre *Falsolikanella* par B. Granier (Granier et al. 2000).

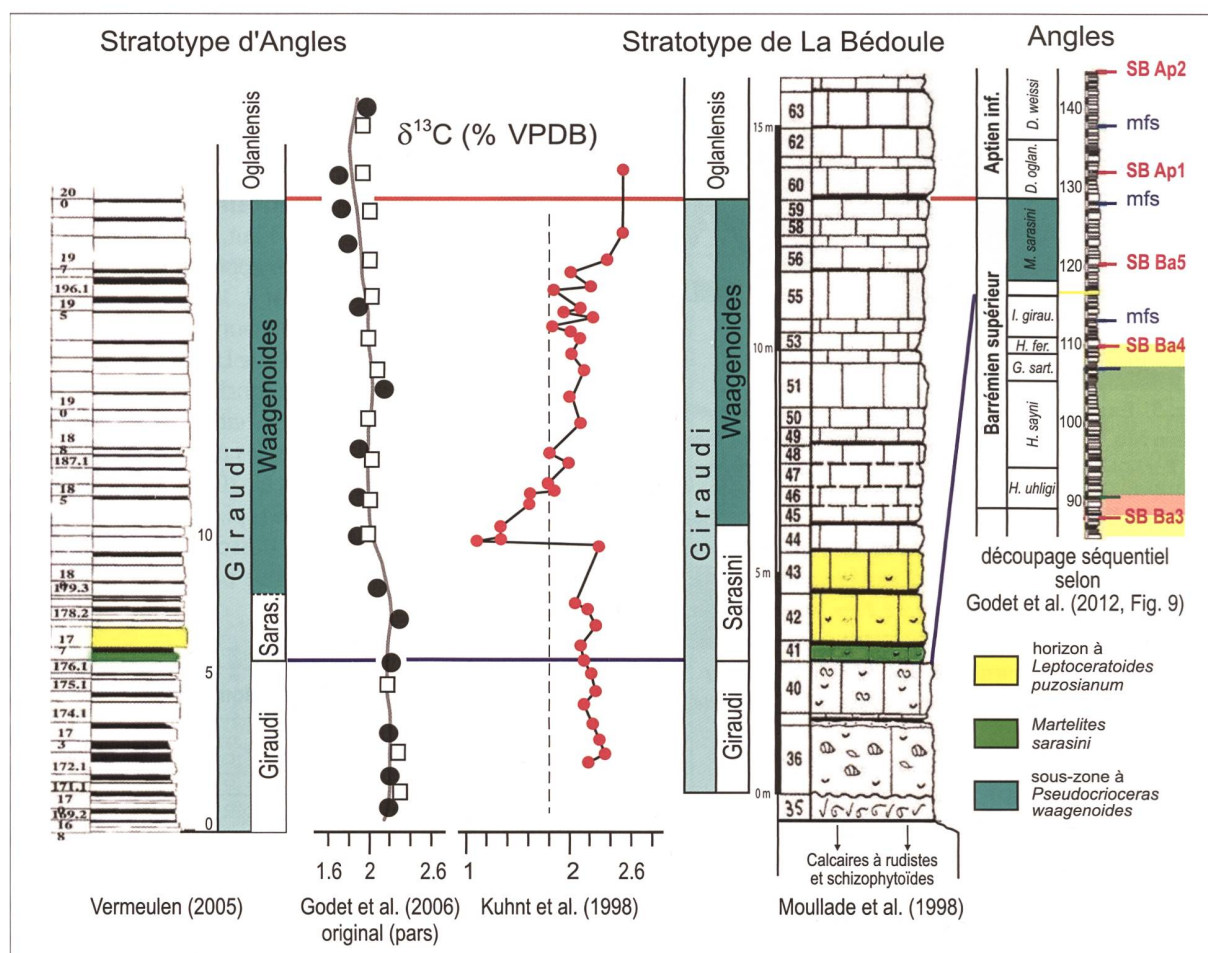


Fig. 40. Courbes isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) du Barrémien supérieur pro parte des stratotypes d'Angles et de La Bédoule: les pics négatifs respectifs, d'amplitude très inégale, n'ont ni la même position biostratigraphique ni la même position séquentielle par rapport à la limite Barrémien – Aptien. De gauche à droite:

- log lithologique de Vermeulen (2005). En jaune et vert, position stratigraphique des niveaux à *Leptoceratoides puzosianum* et *Martelites sarasini*, base de la sous-zone à *Sarasini* dans les coupes d'Angles et de la Bédoule;
- Courbe du $\delta^{13}\text{C}$ de Godet (2006), redessinée à la même échelle que celle avec laquelle elle est comparée;
- Courbe $\delta^{13}\text{C}$ de Kuhnt et al. (1998);
- Zones d'ammonites, log lithologique de Moullade et al. (1998);
- Position de la sous-zone à *Sarasini* dans le découpage séquentiel de Godet et al. (2012: fig. 9)

caractérise l'Hauterivien supérieur, comme l'avait déjà signifié P. Hochuli (in Godet 2006 : 70). Cette datation ne peut donc pas être remise en cause.

1.7. Nannofossiles

S'appuyant sur les données de la thèse de Godet (2006), l'école neuchâteloise – lausannoise affirme dans ses publications que les nannofossiles collectés à Eclépens (Jura vaudois) datent la partie basale de l'Urgonien jaune de l'actuelle zone à *Sartousiana* du Barrémien supérieur (Godet et al. 2010, 2011). Les résultats du « blind-test » (2006) organisé sous l'égide du Prof. A. Strasser sont considérés comme « non sans ambiguïté » et ne sont pas pris en compte (Godet et al. 2010).

■ **Commentaire.** Lors du « blind test » (2006) évoqué plus haut (§ II 2.6), E. Erba et S. Gardin avaient conclu à un âge Hauterivien supérieur pour l'Urgonien jaune des carrières d'Eclépens et de La Sarraz. Or E. de Kaenel, troisième expert du « blind test », qui n'a « observé aucune espèce remaniée dans aucun échantillon » (rapport E. de Kaenel, 06.05.2006, in Godet 2006 : 375-380) signale dans son expertise des associations de dinokystes dont les âges vont du Barrémien supérieur à l'Albien sommital. Comme ce spécialiste conclut que « la préservation des nannofossiles est généralement pauvre (à modérée parfois) mais cela n'empêche pas de déterminer les espèces avec certitude », ses résultats ne peuvent être pris en considération.

- L'« ambiguïté » des résultats fournis par les nannofossiles résulte plutôt de l'utilisation qui en est faite par Godet et al. qui, dans une même publication (Godet et al. 2010), attribuent des positions stratigraphiques variées aux deux niveaux de collecte des échantillons :
 - fig. 5 : sommet de la partie basale condensée, de l'Urgonien jaune ;
 - fig. 15 : de part et d'autre de la limite Sartousiana – Feraudianus ;
 - fig. 16 : sommet du Barrémien inférieur (zone à Darsi *sensu* Vermeulen) ;
 - fig. 17 : échantillon EC_{II}72b : HST E2 (ensemble de l'Hauterivien supérieur)⁸ et échantillon EC_{II}79 : TST E3 (Angulicostata : ensemble du Barrémien inférieur) ;
 - fig. 18 : au-dessus de SbE3 (Angulicostata : ensemble du Barrémien inférieur).
- Dans cette même publication, la base de l'Urgonien jaune (Godet et al. 2010 : fig. 15) et la totalité de l'Urgonien blanc (Godet et al. 2010 : figs. 17 et 19) sont dotées d'un âge identique : partie supérieure de la sous-zone à Sartousiana et partie inférieure de la sous-zone à Feraudianus.
- L'extrême confusion qui baigne ces figures n'est clarifiée ni dans le texte de la publication, ni dans la figure 2 de Godet et al. (2013a) où partie supérieure de l'Urgonien jaune et Urgonien blanc recouvrent un intervalle beaucoup plus étendu, du milieu de l'actuelle zone à Sartousiana au milieu de l'actuelle zone à Giraudi.

1.8. Calpionelles

Blanc-Alétru (1995 : Pl. XIV) figure une calpionelle – *Tintinnopsella longa* – identifiée dans un lithoclaste collecté dans l'Urgonien jaune de la coupe d'Eclépens. Godet et al. (2010 : 1107, 2012 : 1127) rappellent que cette calpionelle, qui provient d'un galet remanié, est caractéristique de l'intervalle Berriasien supérieur – Valanginien basal : ils considèrent qu'elle est une preuve supplémentaire des considérables remaniements qu'ils mentionnent à la base de l'Urgonien jaune.

- **Commentaire.** Granier et al. (1995) ont démontré l'existence des calpionelles jusque dans l'Hauterivien terminal. A Busot (Province d'Alicante, sud-est de l'Espagne) ces auteurs figurent des *Tintinnopsella carpathica* et *T. longa* tirées de la matrice d'ammonites de la zone à Ohmi (= Angulicostata *auct.*). Cette faune ne saurait donc témoigner d'un quelconque obligatoire remaniement dans le Jura.

- La présence de calpionelles dans l'Hauterivien était d'autre part déjà mentionnée par plusieurs auteurs, dont Thieuloy (1972), Trejo (1975, 1980), Borza (1980), Vasicek et al. (1983), Pop (1989).

1.9. Charophytes

Dans le Jura suisse, à la différence de Blanc-Alétru (1995), Godet et al. (2010) ne signalent pas de charophytes au sommet de l'Urgonien.

2. Géochimie

Les travaux de Bodin (2006), Bodin et al. (2006b), Föllmi et al. (2006, 2007), Godet (2006), Godet et al. (2012, 2013a, b), Stein et al. (2011, 2012) dédiés au *Schrattenkalk* helvétique et à l'Urgonien jurassien sont essentiellement consacrés à des études de géochimie qui alimentent des conclusions de divers ordres : stratigraphique, sédimentologique, paléoclimatique, paléoenvironnemental.

Les conclusions stratigraphiques reposent sur la comparaison entre les courbes isotopiques établies sur la plate-forme avec celles des stratotypes du bassin (Fig. 40 : Angles et La Bédoule), considérées comme représentatives de l'ensemble (Föllmi 2006, Föllmi & Gainon 2008, Godet et al. 2011, Stein et al. 2011).

2.1. Corrélations par le $\delta^{13}C$

Godet (2006) et Föllmi et al. (2006) indiquent que la limite Barrémien – Aptien inférieur est « bien définie par un pic négatif dans l'enregistrement du $\delta^{13}C$ » dans le stratotype d'Angles aussi bien que dans celui de La Bédoule (Fig. 40). L'illustration qui en est donnée montre que les données de La Bédoule (Kuhnt et al. 1998) et celles d'Angles (Godet 2006) se recouvrent très précisément à la limite Barrémien – Aptien inférieur, avec une amplitude très différente, justifiant ainsi totalement la citation ci-dessus (Föllmi et al. 2006 : fig. 3).

- **Commentaire.** L'examen des coupes de référence montre que ce pic négatif se situe à la base de la zone à Oglanlensis à Angles et dans la partie inférieure de la zone à Giraudi (sous-zone à Sarasini) à La Bédoule : il en ressort que cet élément majeur de datation par le $\delta^{13}C$ représente à la fois le milieu du HST de la séquence BA4 (*sensu* Arnaud) et la mfs de la séquence BA5 (*sensu* Arnaud) dans le schéma séquentiel proposé par Godet et al. (2012).

2.2. Datation par le $^{87}Sr/^{86}Sr$

Pour Godet et al. (2005) la datation par les isotopes du strontium laisse quelques doutes sur l'âge de l'Urgonien jaune, mais attribue « clairement » l'Urgonien blanc au Barrémien supérieur. Cette attri-

⁸ Cette datation est en accord avec les conclusions du modèle de l'école genevoise – lyonnaise.

bution stratigraphique est réaffirmée par Godet et al. (2010) et détaillée par Godet et al. (2011). Comparées aux valeurs obtenues dans le bassin à partir de rostrés de bélemnites, les ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observées dans des tests de rhynchonellidés du domaine jurassien confirment que la mise en place de la plate-forme urgonienne a débuté lors de la partie moyenne du Barrémien supérieur.

A la suite des commentaires circonstanciés de leur modèle par Conrad et al. (2012), Godet et al. (2012) répondent notamment : « *Moreover, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ measurements performed on rudists (Cluses) and belemnites (Vocontian Basin; Bodin et al., 2009) show a remarkable correlation and point to a Barremian to Early Aptian age (124 to 130 Ma after the LOWESS best-fit curve of McArthur et al., 2001 in Huck et al., 2011) for the Urgonian Formation of the Cluses section. This study therefore excludes a Late Hauterivian age for the Urgonian Formation in this region* »⁹. Cette citation fait référence aux travaux de Huck et al. (2011) qui datent un même niveau, à la base de leur coupe du Rocher de Cluses (Bornes), de la partie basale du Barrémien supérieur avec le $\delta^{13}\text{C}$ (évolution comparée avec celles de l'Alvier et du stratotype d'Angles, fig. 4) et lui attribuent un âge numérique de 130 Ma avec le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (valeurs référées aux âges indiqués dans la « *LOWESS best-fit curve* » de McArthur et al. (2001).

- **Commentaire.** Charollais et al. (2013) ont montré que, selon la « *LOWESS best-fit curve* » telle que publiée par McArthur et al. (2001) et McArthur & Howarth (2004), les isotopes du Sr et leurs tendances observées dans l'Urgonien du Jura suisse le situent dans l'Hauterivien supérieur.
- Il est d'autre part impossible d'admettre le bien-fondé de la référence à la coupe de Cluses dans la mesure où :
 - les travaux de Huck et al. (2011) concernent uniquement la partie supérieure de la coupe de Cluses (110 m sur un total de 260 m; voir Trabold 1996);
 - l'âge numérique – 130 Ma – tiré de la courbe Sr de McArthur et al. (2001) redessinée par McArthur & Howarth (2004) correspond très précisément à la limite Hauterivien – Barrémien.
- L'âge Hauterivien supérieur de plus de la moitié de la coupe de Cluses est donc à la fois infirmé et confirmé dans une même phrase par Godet et al. (2012).

⁹ « De plus les mesures de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ effectuées sur les rudistes (Cluses) et les bélemnites (Bassin vocontien – Bodin et al. 2009) montrent une remarquable corrélation et indiquent un âge Barrémien à Aptien inférieur (124 à 130 Ma d'après la courbe LOWESS de McArthur et al. 2001, Huck et al. 2011) pour la Formation des Calcaires urgoniens de la coupe de Cluses: cette étude exclut donc un âge Hauterivien supérieur pour la Formation des Calcaires urgoniens de cette région. »

2.3. Sédimentologie à partir du K-Ar

Il ressort des analyses de la glauconie des Marnes d'Uttins et de la base de l'Urgonien jaune de la coupe d'Eclépens que les âges radiochronologiques obtenus sont beaucoup trop jeunes (Godet et al. 2005). Mais l'écart entre les valeurs K-Ar des deux niveaux de collecte est représenté par une épaisseur de sédiments considérée comme beaucoup trop faible : cette incohérence démontre de ce fait l'existence d'une discontinuité majeure située « *quelque part* » dans cet intervalle lithologique (Godet et al. 2005: 94).

Les valeurs obtenues pour les deux niveaux ci-dessus sont modifiées et inversées dans une nouvelle publication où l'Urgonien jaune ($EC_{11,57}$) serait plus ancien que les Marnes d'Uttins sous-jacentes ($EC_{11,21}$). Cette nouvelle incohérence est due à la perturbation diagénétique des Marnes d'Uttins, non soupçonnée auparavant, selon Godet et al. (2011: 158). Les échantillons collectés à la base de l'Urgonien jaune indiquent un intervalle Hauterivien sommital – Barrémien inférieur.

- **Commentaire.** Charollais et al. (2013) ont rappelé que l'âge moyen – 130.7 Ma – déduit par Godet et al. (2011) des analyses K-Ar de la base de l'Urgonien jaune correspond précisément à la zone à Ligatus, partie moyenne de l'Hauterivien supérieur selon le ICS Timescale (2009).

2.4. Paléoclimat et paléoenvironnement

Leur interprétation de données géochimiques permet à Föllmi et al. (2006), Godet et al. (2011) et Bodin et al. (2006a) de dresser un tableau très précis des conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales qui président à l'installation de la plate-forme urgonienne à rudistes et son maintien durant la partie supérieure du Barrémien supérieur (*Schrattenkalk* inférieur): ces conditions, photozoaires et oligotrophiques, témoignent d'un refroidissement par rapport au climat sub-tropical précédent, où prévalaient des conditions hétérozoaires, mésotrophiques à eutrophiques.

Selon eux, ces conditions n'avaient jamais été réalisées dans les régions considérées à l'Hauterivien et au Barrémien inférieur; ils en déduisent donc que l'existence de milieux à rudistes à ces époques était impossible et que tout modèle prétendant le contraire est par définition sans valeur: « *These palaeo-environmental conditions are hardly compatible with extensive reef growth, and it is difficult to perceive how a rudist and coral-dominated, photozoan and presumably oligotrophic carbonate-producing ecosystem would survive through this period of climate instability leading to prevailing mesotrophic to eutrophic conditions, which persisted well into the Early*

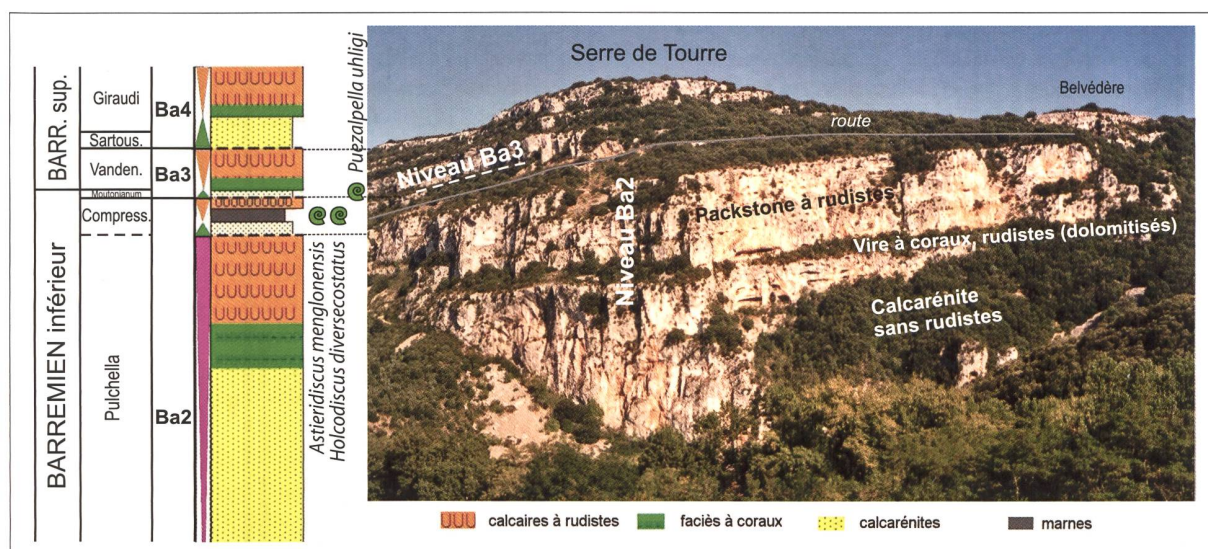


Fig. 41. Falaise du Serre de Tourre et son interprétation chrono- et biostratigraphique, avec cortèges de dépôts et découpage séquentiel selon Clavel et al. (ce travail)

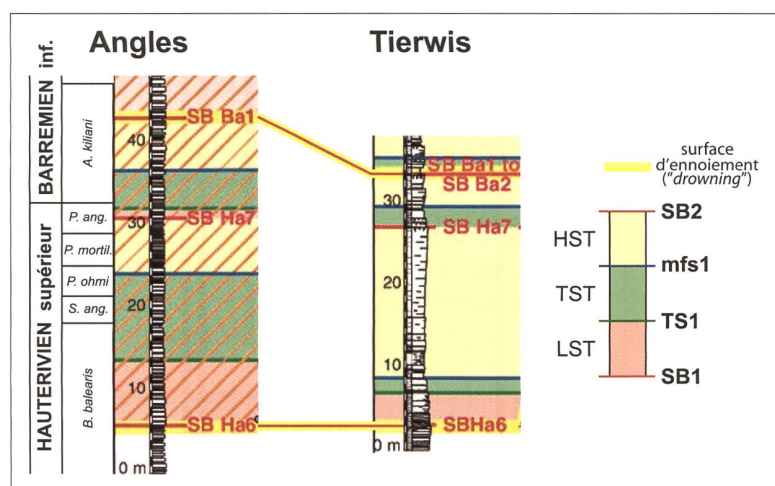


Fig. 42. Concepts de stratigraphie séquentielle selon Godet et al. (2012: fig. 9 pars). La confusion de la **surface d'inondation** (= TS1) et de la **limite de séquence** (SB1) à la base du cortège de bas niveau (LST), telle qu'indiquée pour les séquences Ha6 et Ba1 d'Angles et Ha6 de Tierwis n'est pas en accord avec les termes séquentiels employés; elle l'est par contre pour la séquence Ba2 de Tierwis, en raison de l'absence du cortège de bas niveau (LST).

¹⁰ « Ces conditions paléoenvironnementales ne sont absolument pas compatibles avec une croissance récifale soutenue et il est difficile d'imaginer comment un écosystème producteur de carbonates dominé par les rudistes et les coraux, photozoaire et vraisemblablement oligotrophique aurait pu se maintenir durant cette période d'instabilité climatique induisant la prédominance de conditions mésotrophiques à eutrophiques qui ont persisté durant le Barrémien inférieur dans la Téthys occidentale (Bodin et al. 2006a). L'installation généralisée d'une plate-forme carbonatée de type Urganien est probablement en relation avec le retour à des conditions plus oligotrophiques au cours du Barrémien supérieur, période à partir de laquelle elles ont prévalu le long de la marge nord-téthysienne jusqu'au milieu de l'Aptien inférieur. (Föllmi et al. 2006; Föllmi 2008). »

Barremian in the western Tethys (Bodin et al., 2006a). The widespread installation of Urganian-type platform carbonate was probably related to the return to more oligotrophic conditions during the Late Barremian, where they dominated the northern Tethyan margin until the middle Early Aptian (Föllmi et al., 2006; Föllmi, 2008). » (Godet et al. 2012)¹⁰.

■ **Commentaire.** Il est difficile de comprendre comment une telle certitude peut être énoncée, sachant ce qui suit :

- Masse (1976, 1995) décrit en Provence les Calcaires à Pachytraga, d'une épaisseur moyenne de 60 m, datés par ammonites de la zone à Nodosoplicatum de l'Hauterivien inférieur;

- les calcaires à rudistes (dispersés ou en amas) de la falaise inférieure du Serre de Tourre (Bas-Vivarais) avaient été attribués avec doute à la base du Barrémien supérieur par Lafarge (1978). La détermination des ammonites collectées au-dessus par l'un d'entre nous (B. C.) a permis d'y reconnaître la zone à Pulchella (= partie inférieure de l'ancienne zone à Caillaudianus) du Barrémien inférieur – LST de la séquence Ba2 – (Charollais et al. 1998; Clavel et al. 2015, sous presse; ce travail: figs. 18 et 41; pl. 2, figs. 18-20).

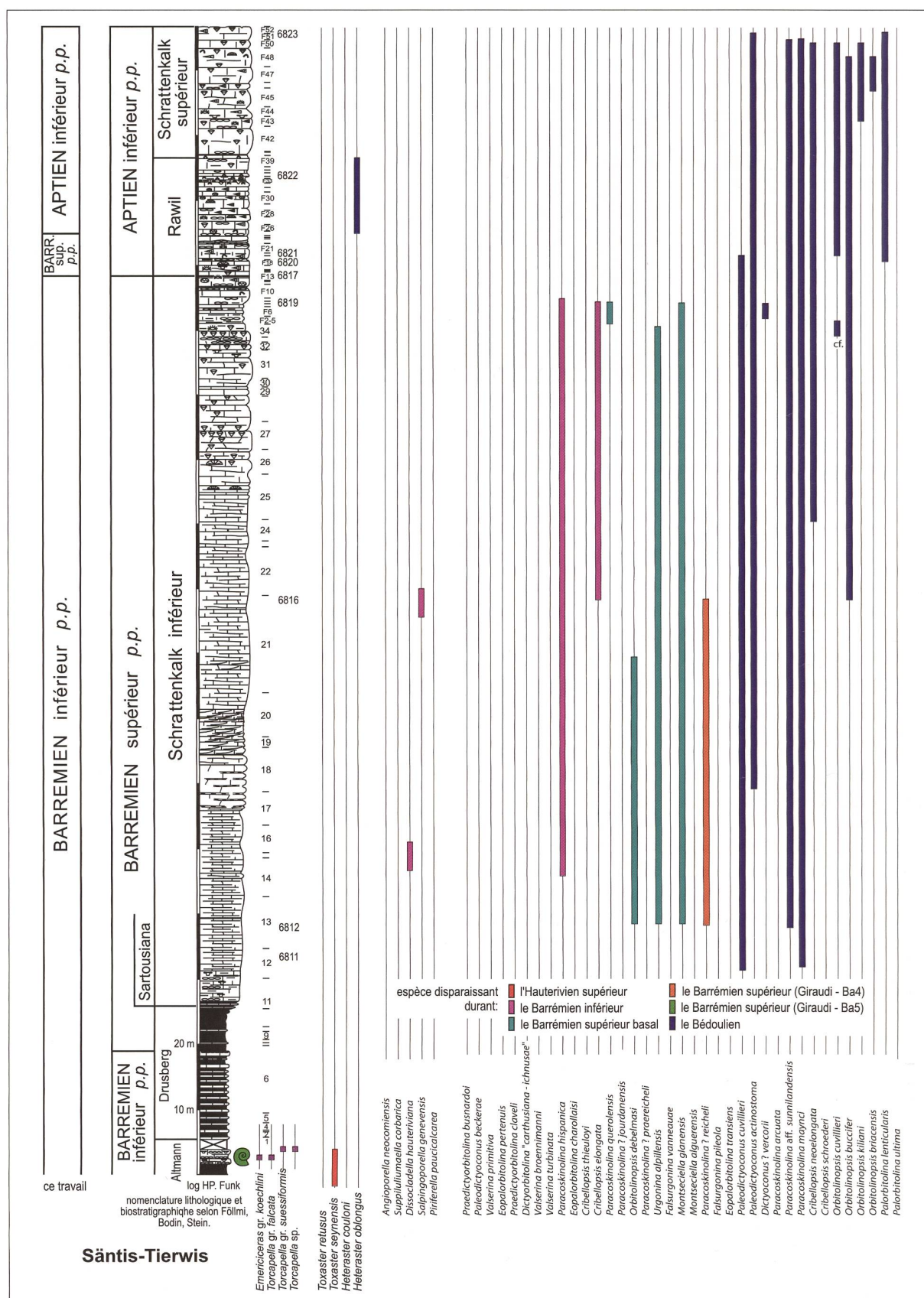


Fig. 43. Coupe de Tierwis (Säntis, domaine helvétique – Suisse) avec, de gauche à droite, les âges: ce travail; nomenclature géologique et biostratigraphie selon Bodin et al. (2006b), Föllmi et al. (2007). Stein et al. (2011); log: communiqué par HP. Funk; tableau de répartition des échinides, des algues (Pl. 32) et des orbitolinidés (Pls. 31-32): ce travail.

- Des rudistes ayant prospéré lors de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur sont également cités dans l'ensemble du domaine nord-téthysien : Espagne (Peybernès 1976, 1979, 1982 ; Peybernès & Combes 1995), Bulgarie (Peybernès et al. 2000), Portugal (Rey 1972, 1979, 1982 ; Rey et al. 2003), Sardaigne (Masse & Allemann 1982, Masse 1993), Hongrie (Császár 1992, Császár et al. 1994), Roumanie (Bucur & Sasaran 2011, Michetiuc et al. 2012), Géorgie (Kotetishvili 1979, Sikharulidze 1979).

3. Stratigraphie séquentielle

Les interprétations séquentielles proposées dans l'Helvétique et le Jura suisse, qui utilisent la terminologie du modèle EXXON, présentent elles aussi des contradictions. Ainsi Godet et al. (2012: fig. 9) situent dans un même niveau, en domaines hémipélagique au Sântis et pélagique à Angles (Fig. 42), la limite de séquence (SB), indice selon le modèle EXXON d'une accélération brusque de la **baisse** du niveau relatif, et la « drowning surface » (= TS) qui marque une **hausse** importante du niveau relatif (Schlager 2005, Catuneanu et al. 2011).

- **Commentaire.** La confusion de deux discontinuités antinomiques – limite de séquence et surface de transgression – est couramment observée, mais uniquement en domaine de plate-forme interne, en raison du non-dépôt du cortège de bas niveau sur des dépôts internes antérieurement installés et émergés durant la nouvelle baisse du niveau relatif. En domaine externe ou dans le bassin, où les cortèges de bas niveau (LST) sont normalement présents, cette disposition n'est envisageable que dans l'hypothèse d'une brusque et importante hausse du niveau relatif, pour des raisons de tectonique locale.

4. Observations de terrain: coupe du Sântis

Selon Bodin et al. (2006b: fig. 10) le *Membre d'Altmann*, partie inférieure de la *Formation de Tierwis* sous-jacente au *Schrattenkalk inférieur* est daté au Sântis de l'intervalle Balearis (milieu) – Darsi (milieu = Moutonianum). Dans cette coupe, la base du *Schrattenkalk inférieur* est attribuée à la zone à Sartousiana (Bodin et al. 2006b), et son sommet, sous le *Membre du Rawil*, à la partie basale de la zone à Oglanlensis (Stein et al. 2011).

- **Commentaire.** Lors d'une excursion de terrain au Sântis, en compagnie de HP. Funk, nous avons pu récolter des ammonites et des échinides dans le *Membre d'Altmann*, aux alentours de la cabane de Tierwis: *Pseudothurmannia angulicostata*, *Toxaster retusus* et *T. gibbus* (échinides disparaissant au pas-

sage Balearis-Ohmi) dans sa partie inférieure, *Torcapella falcata*, *Torc. gr. suessiformis* et *Toxaster seynensis* sur les hard-grounds de sa partie supérieure.

- Un échantillonnage succinct du *Schrattenkalk* a révélé des niveaux riches en orbitolinidés: nous avons pu le compléter avec 34 lames minces aimablement communiquées par HP. Funk. Ses résultats (Fig. 43, pls. 31-32) indiquent que la totalité du *Schrattenkalk inférieur* doit être attribuée au Barrémien inférieur, et non au Barrémien supérieur élevé-Bédoulien basal.

5. Conclusions

Il est difficile de comprendre sur quelles bases précises reposent les modèles stratigraphiques de plate-forme urgonienne récemment précisés pour l'Helvétique de Suisse centrale (Föllmi et al. 2007) et le Jura suisse (Godet 2006, Godet et al. 2005, 2010, 2011, 2013a):

- l'installation des faciès typiquement urgoniens (carbonates de milieux peu profonds à rudistes, coraux et orbitolinidés) le long de la marge nord de la Téthys « *is known to date from the Late Barremian not only in the western Swiss Jura and the Helvetic Alps, but also in the Vercors, where ammonite findings in the underlying marly levels indicate a late Barremian age* »¹¹. (Godet et al. 2012).

Cette affirmation constate une identité biostratigraphique remarquable du domaine helvétique de Suisse centrale et des massifs subalpins septentrionaux: *Schrattenkalk* et *Formation des Calcaires urgoniens* (caractérisés par la présence de rudistes et de coraux) y sont effectivement datés à leur base par des ammonites de la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur... mais dans deux coupes de référence (Fig. 37) du domaine externe ne comportant ni rudistes ni coraux (Alvier, Col de Rousset). Ce sont des faciès hémipélagiques qui sont datés dans ces coupes, et non des faciès de plate-forme interne.

- en l'absence d'ammonites, l'extension de cette datation (« Late Barremian ») au Jura suisse repose sur la micropaléontologie (nannofossiles) et la géochimie (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, K-Ar principalement) comme indiqué par Godet et al. (2005). Les conclusions qui en sont tirées ne sont pas acceptables (§ IV 1.7 et IV 2);

¹¹ « ... est reconnu dater du Barrémien supérieur non seulement dans le Jura suisse et les Alpes Helvétiques mais également dans le Vercors où les collectes d'ammonites dans les niveaux marneux sous-jacents indiquent un âge Barrémien supérieur. »

- un bref examen de la position lithologique de la zone à Sartousiana, censée représenter la base des *Calcaires urgoniens* subalpins et du *Schrattenkalk* helvétique, telle que précisée pour la coupe d'Eclépens par Godet et al. (2010, 2011, 2012) la révèle très variable :
 - partie basale de l'Urgonien jaune (nannofossiles, isotopes du strontium),
 - partie supérieure de l'Urgonien jaune (orbitolinidés),
 - Urgonien blanc (corrélations séquentielles),
 - totalité de l'Urgonien jaune (isotopes du strontium).

Totalité de l'Urgonien jaune et de l'Urgonien blanc ? Il est difficile d'en décider, d'autant que le milieu de la sous-zone à Feraudianus, siège de la SbB4, précisément positionné au sommet de l'Urgonien blanc par Godet et al. (2010: fig. 19), se retrouve tout aussi précisément situé dans la partie basale de l'Urgonien jaune par Godet et al. (2011: fig. 6).

V. Remarques générales

1. Urgonien auct. : un concept flou

Le modèle proposé par Clavel et coauteurs depuis 1986 considère la plate-forme comme un ensemble homogène où les faciès bioclastiques externes (« Urgonien l. s. » pour certains auteurs) sont contemporains des calcaires à coraux et rudistes internes (« Urgonien s. s. ») et migrent de concert lors des variations du niveau marin relatif.

De leur côté les modèles des écoles grenobloise et neuchâtelaise – lausannoise semblent réserver les notions de *Calcaires urgoniens* – *Schrattenkalk* aux faciès à coraux et rudistes (« *Formation des Calcaires urgoniens* » Arnaud et al. 1998, « *Urgonian-type carbonates* » Bodin et al. 2006b, « *typical Urgonian, photozoan facies* » Föllmi et al. 2007, « *Urgonian-type facies* » Godet et al. 2011).

Ces auteurs incluent cependant dans cette définition « *par commodité, les calcaires à silex et les calcaires argileux hémipélagiques qui en sont les équivalents latéraux jusqu'à quelques kilomètres au plus à l'extérieur de la bordure de la plate-forme urgonienne* » dans les massifs subalpins (Arnaud et al. 1998: 11-12) ou des « *calcaires hémipélagiques à spicules de spongiaires et éléments de plate-forme remaniés et arrondis* » (Wissler et al. 2003: 190, fig. 3).

Cette incertitude est également illustrée dans le Jura suisse, où la limite de séquence basale de l'Urgonien blanc correspond à la limite inférieure du

Schrattenkalk inférieur et des *Calcaires urgoniens inférieurs* (Godet et al. 2010: 1120) alors que dans la même publication une discontinuité de la partie basale de l'Urgonien jaune (Godet et al. 2010: 1119, fig. 3) est corrélée avec le milieu de la *Formation de Drusberg* du domaine helvétique et la base des *Calcaires urgoniens inférieurs* subalpins.

Un tel flou dans les définitions laisse évidemment place à de nombreux malentendus.

2. Validité de l'échantillonnage

L'échantillonnage effectué pour l'étude des microfaciès d'une quelconque coupe ne peut en aucun cas cautionner un inventaire prétendu exhaustif d'une quelconque faune ou flore de cette coupe: l'expression « *faune/flore de...* » signifie en fait « *faune/flore rencontrée à... par...* ».

- Dans la coupe de référence des Gorges du Nant, Arnaud-Vanneau (1980) cite 15 espèces, Arnaud et al. (1998), Arnaud-Vanneau et al. (2005) en mentionnent 19, Clavel et coauteurs (Fig. 12) en figurent 31, sélectionnées à partir de 88 kg de roches prélevées et choisies sur le terrain, sur des sections polies représentant une surface d'observation identique à celle d'environ 6730 lames minces, dont 350 ont été effectivement réalisées à partir des exemplaires les mieux conservés.
- L'absence de représentativité des associations d'orbitolinidés mentionnées par Arnaud et al. (1998) dans leurs diverses coupes est également démontrée. Les espèces citées et figurées dans chacune des coupes du § II 5.1 sont beaucoup plus nombreuses que celles spécifiquement identifiées dans les mêmes coupes par ces auteurs (16/6 Eclépens, 25/11 Rocher des Hirondelles, 33/21 Pas du Frou, 31/19 Gorges du Nant, 24/11 La Béguère [moitié supérieure], 18/8 Calcaires de Glandasse du Col de Rousset).
- Il en ressort que des affirmations telles que – « *aucune des espèces strictement cantonnées au Barrémien inférieur n'est connue dans les Calcaires urgoniens inférieurs de cette région* » à propos d'une région allant du Vercors nord au Jura (Arnaud et al. 1998: 55); « *aucune des espèces typiques du Barrémien inférieur ne s'y rencontre* » à propos des Calcaires urgoniens du Jura suisse (Arnaud et al. 1998: 64) – ne sont pas crédibles: elles reposent sur un inventaire rendu très incomplet par une documentation manifestement indigente.

Notre schéma biostratigraphique (Fig. 5) étant basé, dans la plupart des coupes de plate-forme, sur les orbitolinidés et les dasycladales, nous estimons d'autre part que toutes les espèces d'une coupe utilisées à des fins de démonstration ou de conclusion doivent être figurées.

3. Crédibilité des datations

La construction d'un modèle homogène de l'évolution de la plate-forme urgonienne dépend en premier lieu des datations et des corrélations établies entre ses diverses composantes. Elle nécessite donc avant tout des attributions stratigraphiques rigoureusement documentées pour être crédibles. Ces dernières reposent sur des approches reconnues comme pertinentes par l'ensemble de la communauté, mais interprétées de façons diverses selon les auteurs.

1) L'approche biostratigraphique classique est possible mais particulièrement délicate en ce domaine, les ammonites étant très rares dans les dépôts de plate-forme. On observe donc différentes manières de « valoriser » ces dernières, selon les modèles :

- progradation de la plate-forme (Hauterivien supérieur – Barrémien supérieur) déduite des faunes collectées dans les niveaux hémipélagiques immédiatement sous-jacents en l'absence d'une quelconque discontinuité émergitive observable (Clavel et coauteurs). Dans ce modèle, la mention « *encadré ou surmonté par des ammonites caractéristiques* » fait référence à des faunes provenant de niveaux précis de la même coupe. La répartition stratigraphique des faunes et flores utilisées en complément (Fig. 5) est donc rigoureusement datée par ammonites dans chaque zone, de l'Hauterivien supérieur (*Ligatus*) à l'Aptien inférieur (*Furcata*) ;
- attribution générale de la mise en place des *Calcaires urgoniens* – *Schrattenkalk* à la partie supérieure du Barrémien supérieur par la datation de faciès hémipélagiques externes opportunément baptisés *Calcaires urgoniens* – *Schrattenkalk* (Arnaud et coauteurs, Föllmi et coauteurs). Les références aux « *répartitions prouvées dans des coupes encadrées par des ammonites* » de ces deux modèles concernent les *Calcaires urgoniens inférieurs* dans leur ensemble (lithologique et géographique), l'« encadrement » étant assuré par des ammonites collectées près de 60 m au-dessous de leur base estimée dans le Vercors méridional et dans les Couches inférieures à orbitolines sus-jacentes du Vercors septentrio-

nal et de la Chartreuse. La présence des faunes et flores ainsi datées dans des biozones précises est de ce fait inacceptable.

2) L'approche séquentielle, que nous estimons indissociable et complémentaire de la biostratigraphie, témoigne également de définitions très différentes selon les auteurs.

- Clavel et coauteurs appliquent la terminologie et les concepts de stratigraphie séquentielle *sensu* EXXON, tels qu'actualisés par Catuneanu et al. (2011), le long de transects bassin – plate-forme qui permettent la reconnaissance d'éventuelles perturbations tectoniques locales. Les variations, à l'échelle du bassin, du niveau marin relatif déduites de l'évolution des faciès sont traduites en termes de cortèges de dépôt, sans référence aux causes glacio- ou tectono-eustatiques globales. Chaque séquence est alors datée par son contenu paléontologique ;
- les termes de stratigraphie séquentielle utilisés par Arnaud et coauteurs et Föllmi et coauteurs varient et recouvrent sous un même intitulé des notions très différentes, parfois même antinomiques. Ainsi, selon les publications, le terme Sb – SB (limite de séquence) doit être compris comme base du LST (cortège de bas niveau – Arnaud et al. 1998, Godet et al. 2012 : fig. 9), ou base du TST (cortège transgressif) – Arnaud et al. 1998, Godet et al. 2010 : fig. 19, 2012 : fig. 9) : il y a dans ce cas confusion entre la terminologie du modèle Transgressif/Régressif et celle du modèle EXXON, où la limite de séquence – Sb – se confond avec la surface de transgression – TS – en l'absence de LST. De même « mfs » (surface d'inondation maximale qualifie au Col de Rousset le faciès le plus interne de la coupe (Arnaud et al. 1998) tandis que la surface d'envolement (*drowning surface*) est positionnée à Angles à la base du LST, considéré à la fois comme progradant et rétrogradant par Godet et al. (2012, figs. 4 et 9).

3) L'approche géochimique, d'où est tiré l'essentiel des datations de l'Urgonien jurassien par Föllmi et coauteurs repose sur la comparaison des données obtenues sur la plate-forme avec leurs références de bassin. Leur utilisation par ces auteurs appelle notamment les remarques suivantes :

- l'interprétation par Godet et al. (2011) des mesures de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et K-Ar est formellement contestée par Charollais et al. (2013) ;
- la corrélation des pics négatifs du $\delta^{13}\text{C}$ appartenant à des niveaux stratigraphiques différents

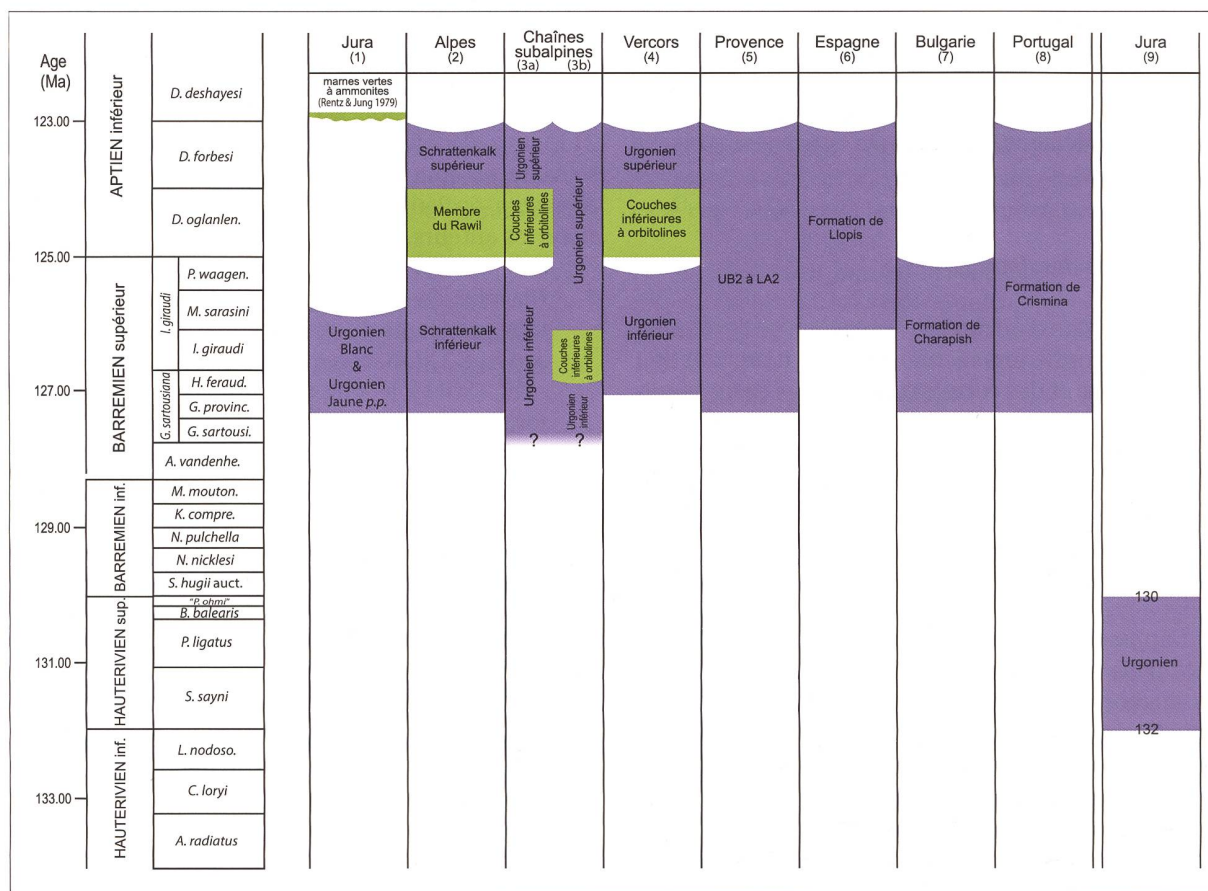


Fig. 44. Extension stratigraphique des «Calcaires urgoniens typiques» (= faciès photozoaires à rudistes en bleu; à l'opposé, en vert, sont figurés les faciès hétérozoaires) en domaine nord-téthysien d'après Godet et al. (2013a: fig. 2): «1. This study; 2. Föllmi et al., 2007; 3a. Werneille, 1996; 3b. Huck et al., 2011; 4. Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990; 5. Léonide et al., 2012; 6. Castro et al., 2001, 2008; 7. Peybernès et al., 2000; 8. Burla et al., 2008; 9. Charollais et al., this volume; 10. Föllmi & Godet, 2013 (and references therein). Ammonite zones after Reboulet et al., 2011. Absolute ages after ICS, 2009». Le spectaculaire décalage stratigraphique dont témoigne la colonne attribuée aux données de Charollais et al. (2013) est dû au fait que celles-ci ne concernent que le Jura suisse, et non l'ensemble du domaine jurassien (où Charollais et al. 1998 signalent le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur).

dans les stratotypes du Barrémien et du Bédoulien par Föllmi et al. (2006) n'est pas acceptable;

- le segment chimio-stratigraphique A1, établi par Wissler et al. (2003) pour caractériser la tendance positive du $\delta^{13}\text{C}$ à la base de l'Aptien inférieur de la coupe de l'Alvier, représente la partie supérieure de la zone à Giraudi à La Bédoule et la partie inférieure de la zone à Oglanlensis à Angles (Huck et al. 2011, Föllmi & Godet 2013): une telle corrélation est évidemment inacceptable.

Nous avons souligné (§ II 3) que les conclusions stratigraphiques que nous tirons (Charollais et al. 2013) de l'analyse des données isotopiques du strontium ou du potassium publiées par Godet et al. (2011) sont en accord avec nos conclusions biostratigraphiques et

séquentielles. Par contre, les similitudes observables dans la position stratigraphique des deux pics négatifs des courbes du $\delta^{13}\text{C}$ de La Bédoule et des Gorges du Nant (Fig. 27) ne peuvent être considérées pour l'instant comme ayant une signification biostratigraphique précise.

4. Conclusions erronées

Le contenu paléontologique et l'organisation séquentielle des coupes figurées dans ce travail (Figs. 9-15 et 17-23) mettent en évidence les conclusions erronées formulées dans les modèles développés par Arnaud et coauteurs et par Föllmi et coauteurs.

- **L'inexistence de la lacune émergitive-érosive**, d'une ampleur pouvant dépasser un étage, censée se trouver sous la limite de

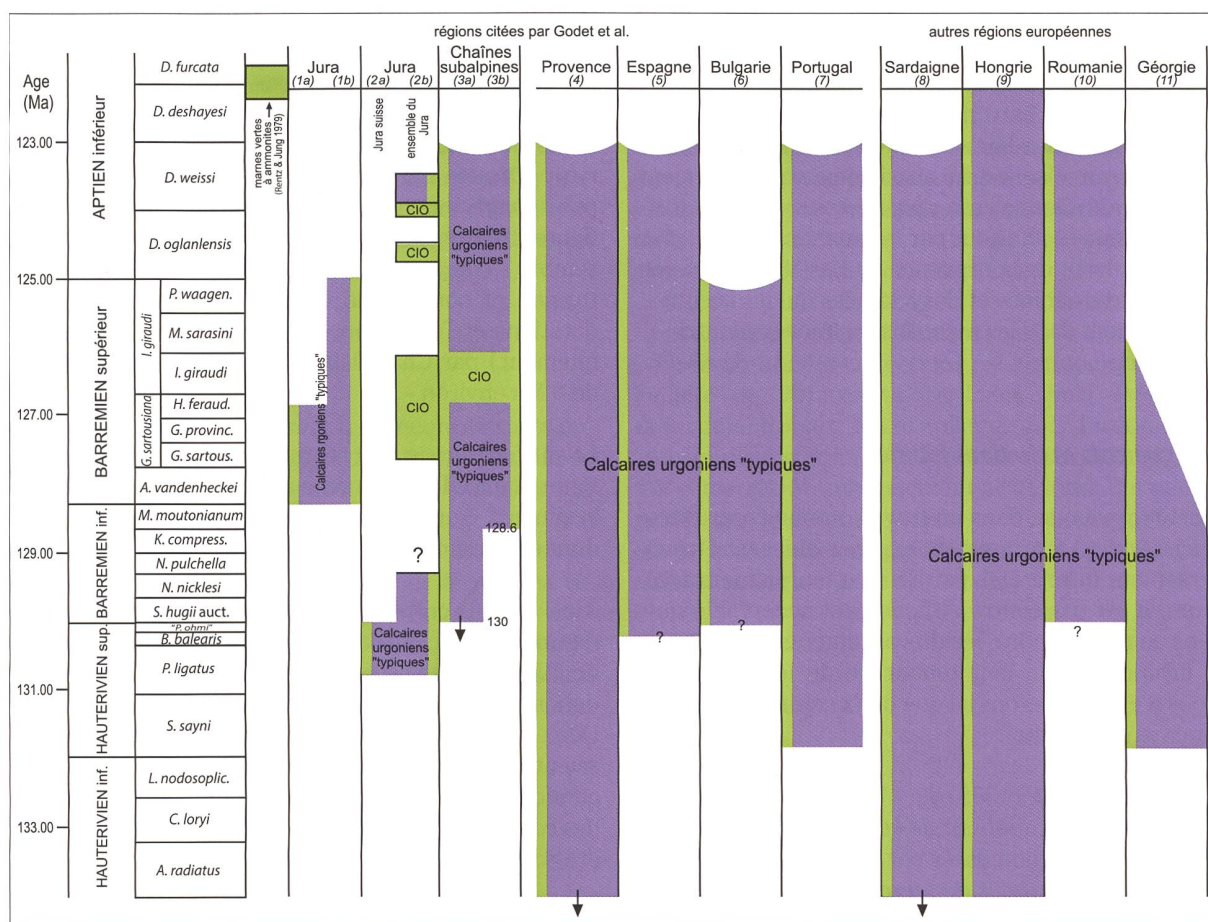


Fig. 45. Extension stratigraphique des «Calcaires urgoniens typiques» en domaine nord-téthysien, d'après: (1) Godet et al. (2010: fig. 19), incluant la partie supérieure de l'Urgonien jaune de Godet et al. (2010: fig. 16; 2013a: fig. 1); (2a) Charollais et al. (2013); (2b) Clavel et al. (2007); (3a) Huck et al. (2011) (3b) Huck et al. (2013); (4) Léonide et al. (2012); (5) Peybernès (1976), Castro et al. (2001, 2008); (6) Ivanov et al. (1997), Peybernès et al. (1998, 2000); (7) Burla et al. (2008), Rey (1972); (8) Masse & Alleman (1982); Masse (1993); (9) Császár (1992), Császár et al. (1994); (10) Bucur & Sasaran (2011), Michetiuc et al. (2012); (11) Kotetishvili (1979), Sikharulidze (1979).

Les «Calcaires urgoniens typiques» des colonnes 1a et 1b incluent la partie supérieure de l'Urgonien jaune comme mentionné sous cette dénomination par Godet et al. (2013a: fig. 2). Nous admettrons que les faciès hétérozoaires (en vert) sont toujours potentiellement présents en contrebas (dans des environnements plus profonds, moins éclairés, plus froids). Des faciès photozoaires (en bleu); il existe quelques intervalles au cours desquels les faciès hétérozoaires peuvent être exclusifs.

séquence SbB3 du Vercors nord au Jura suisse (modèle de l'école grenobloise) est démontrée par des associations d'orbitolinidés identiques présentes de part et d'autre de cette limite. Dans le Jura, cette lacune n'a de plus pas été identifiée par Godet et al. (2010: fig. 5) qui placent le niveau que lui attribuaient Arnaud et al. (1998) dans la partie moyenne d'un cortège transgressif (TST).

■ **Le caractère transgressif** de l'installation des *Calcaires urgoniens*, et sa **quasi-instantanéité** sur l'ensemble de la région considérée, sont également infirmés par l'analyse séquentielle et la paléontologie. Les asso-

ciations d'orbitolinidés-dasycladales dûment datées de l'Hauterivien supérieur dans le Bas-Vivarais, le Vercors méridional et la Chartreuse se retrouvent jusqu'au sommet des calcaires à rudistes du Jura suisse, dans les niveaux immédiatement sous-jacents et basaux des *Calcaires urgoniens inférieurs* de Chartreuse et du Vercors septentrional, et ont disparu dans le Vercors méridional, à proximité du bassin vocontien. Les cortèges de dépôt qualifiés de transgressifs (TST) de la séquence BA3 (*sensu* Arnaud) qui installent la plate-forme du Vercors méridional au Jura suisse abritent en fait des associations d'âge de plus en plus récent à mesure qu'on s'approche du bassin vocontien.

■ **L'indissoluble lien environnemental** entre communautés à rudistes et conditions photo-zoaires oligotrophiques censées n'avoir existé que dans le Barrémien supérieur, maintes fois souligné dans le modèle de l'école neuchâteloise – lausannoise, est lui aussi démontré totalement infondé. Des calcaires à rudistes sont datés du Barrémien inférieur par les ammonites qui les encadrent de la Provence au Bas-Vivarais et par les orbitolinidés et dasycladales qui les accompagnent dans les massifs subalpins septentrionaux.

5. Arguments et citations falsifiés

Il est normal que, dans un travail ou une controverse scientifique, les arguments exposés puissent être diversement interprétés par leurs auteurs et leurs lecteurs. Il est par contre difficilement acceptable que, dans ce même cadre, les dits arguments résultent de la falsification de leur teneur ou de leurs sources. Nous n'en évoquerons ici que deux exemples particulièrement flagrants.

■ Arnaud et al. (1998: 33, 47, 49) confirment l'âge Barrémien supérieur des *Calcaires urgoniens inférieurs*, non datés par ammonites et établi par « *les données de terrain et les corrélations séquentielles bien documentées* », en mentionnant leur datation par des charophytes, des pollens et des dinoflagellés dans la coupe des Gorges du Frou.

Nous avons démontré plus haut (§ III 1.5-1.6) qu'il s'agissait là de la falsification de la provenance et du niveau stratigraphique d'origine des échantillons cités (par ailleurs correctement identifiés).

■ Godet et al. (2008) évoquent le « *drowning* » des plates-formes carbonatées nord-téthysiennes à l'Hauterivien sommital et au Barrémien inférieur, dû à un climat plus chaud, plus humide et à l'augmentation concomitante des arrivées de phosphore dans l'océan. A l'appui de cette conclusion, ils citent Arnaud-Vanneau & Arnaud (1990).

Arnaud-Vanneau & Arnaud (1990: 203, 211) écrivent exactement le contraire: cette période correspond selon eux à une « *chute substantielle du niveau marin* » qui provoque « *l'émersion de la plate-forme jurassienne* ».

■ Charollais et al. (2013) ayant à nouveau publié un commentaire critique des conclusions de Godet et al. (2012), ces auteurs ont publié une réponse réaffirmant la validité de leurs conclusions stratigraphiques (Godet et al. 2013a).

Une de leurs illustrations (Godet et al. 2013a: fig. 2) se veut une démonstration péremptoire du total bien-fondé du modèle proposé par Föllmi et coauteurs: l'apparition des Calcaires urgoniens « *typiques* » au cours de la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur affirmée dans ce modèle est également figurée pour diverses régions téthysiennes. La légende de la figure signale que cette attribution stratigraphique semble « *communément admise* » en domaine téthysien et souligne le décalage existant entre ces datations et l'âge proposé pour le Jura (suisse uniquement) par Charollais et al. (2013) – plus ancien de 3 Ma environ –.

La vérification de la conformité des citations de cette figure 2 avec leurs sources a notamment montré que la plupart d'entre elles ne correspondaient pas aux données originales.

Ainsi dans la colonne (1) consacrée aux conceptions de Godet et al. (2013a), l'Urgonien blanc et une partie de l'Urgonien jaune représentent les faciès urgoniens dénommés « *typiques* » dans la légende de la figure 2. Deux pages auparavant, ces mêmes auteurs précisent cependant que seul l'Urgonien blanc, qui contient des rudistes, présentent le « *faciès typique des calcaires urgoniens* ». Cette distinction avait déjà été soulignée par Godet et al. (2012: 1126 et 1129).

Nous publions donc dans ce travail les données telles que présentées par Godet et al. (2013a) – Fig. 44 – et telles que publiées dans les sources citées par ces auteurs – Fig. 45 –: le résultat de cette comparaison (Clavel 2014) se passe ici de plus amples commentaires.

VI. Conclusions

La synthèse présentée dans ce travail démontre que les différentes approches de la mise en place et de l'évolution de la plate-forme carbonatée urgonienne du Bas-Vivarais, de Provence, du domaine delphino-helvétique et du Jura franco-suisse s'intègrent de façon cohérente dans le modèle décrit au § II.

Une bonne illustration en est donnée dans les dépôts urgoniens de la carrière d'Eclépens (représentatifs de l'ensemble du Jura suisse selon Godet et al. 2010, 2011, 2013a) qui, à l'aune des données actuellement en notre possession, sont ainsi datés de l'Hauterivien supérieur:

- par des orbitolinidés et des dasycladales reconnus limités à l'Hauterivien en des coupes où ils sont encadrés par des ammonites caractéristiques;
- par des dinokystes et des nannofossiles calcaires calibrés dans les coupes datées du bassin;

- par les données géochimiques tirées des mesures de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et K-Ar ;
- par une succession séquentielle corrélée tout au long d'un transect bassin – plate-forme.

Preuve est ainsi apportée que les différentes approches – paléontologique, séquentielle, géochimique –, loin d'être difficilement compatibles, permettent des conclusions stratigraphiques identiques.

Remerciements

Les auteurs de ce travail sont très reconnaissants envers la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève d'avoir bien voulu accepter de publier cette synthèse sur les Calcaires urgoniens. Que son Président, Michel Grenon, et son Rédacteur Robert Degli Agosti, qui nous a fait profiter à maintes reprises de son expérience dans l'édition, soient vivement remerciés. Nous exprimons également notre gratitude au Président du Fonds Rehfoos-Collard pour nous avoir accordé un subside important pour l'impression.

En tant que reviewers, Michel Moullade et André Strasser nous ont fait part de nombreuses critiques qui nous ont permis d'améliorer considérablement le texte original : qu'ils en soient vivement remerciés. Serge Ferry nous a fait profiter de sa grande connaissance du problème traité. Son analyse scrupuleuse et ses multiples propositions nous ont contraints à une réécriture du manuscrit : nous lui en témoignons une amicale et profonde reconnaissance.

Nous avons bénéficié à maintes reprises de l'aide des Conservateurs des collections paléontologiques de la Faculté de l'Université de Lyon, Abel Prieur et Emmanuel Robert. Notre collègue J.-L. Pittion a mis à notre disposition des photos d'olistolithes qu'il en soit remercié. Merci également à HP. Funk qui nous a guidés sur le terrain et nous a aimablement fourni coupe et échantillons du Sântis et à J.-P. Masse, lui aussi chaleureux guide de terrain.

Bibliographie

- AGASSIZ L. 1839. Description des Echinodermes fossiles de la Suisse. 1^{re} part. Spatangoïdes et Clypeastroïdes. Mém. Soc. helv. Sci. nat. 3 : 101 pp., Neuchâtel.
- ARNAUD H. 1981. De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre l'Isère et le Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). Géologie Alpine, Mém. H.-s. 12 : 804 pp., Grenoble.
- ARNAUD H. 2005a. The South-East France Basin (SFB) and its Mesozoic evolution. In Adatte T, Arnaud-Vanneau A, Arnaud H, Blanc-Alétru MC, Bodin S, Carrio-Schaffhauser E, Föllmi KB, Godet A, Raddadi MC, Vermeulen J. The Hauterivian – Lower Aptian sequence stratigraphy from Jura platform to vocontian basin : a multidisciplinary approach. Géologie Alpine, Sér. sp. « Colloques & excursions », 7 : 5-28, Grenoble.
- ARNAUD H. 2005b. Sequence stratigraphy interpretation. In Adatte T, Arnaud-Vanneau A, Arnaud H, Blanc-Alétru MC, Bodin S, Carrio-Schaffhauser E, Föllmi KB, Godet A, Raddadi MC, Vermeulen J. The Hauterivian – Lower Aptian sequence stratigraphy from Jura platform to vocontian basin : a multidisciplinary approach. Géologie Alpine, Sér. sp. « Colloques & excursions », 7 : 174-179, Grenoble.
- ARNAUD H, ARNAUD-VANNEAU A. 1989. Séquences de dépôt et variations du niveau relatif de la mer au Barrémien et à l'Aptien inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). Bull. Soc. géol. France, 8^e série, V/3 : 651-660, Paris.
- ARNAUD H, ARNAUD-VANNEAU A. 1991. Les Calcaires urgoniens des massifs subalpins septentrionaux et du Jura (France) : âge et discussion des données stratigraphiques. Géologie Alpine 67 : 63-79, Grenoble.
- ARNAUD H, ARNAUD-VANNEAU A, BLANC-ALÉTRU M-C, ADATTE T, ARGOT M, DELANOY G, THIEULOUY J-P, VERMEULEN J, VIRGONE A, VIRLOUVET B, WERMEILLE S. 1998. Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France). Géologie Alpine 74 : 3-89, Grenoble.
- 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). Géologie Alpine, Mém. H.-s. 10 : 874 pp., Grenoble.
- ARNAUD-VANNEAU A, ARNAUD H. 1986. Age des couches hémipélagiques infra-urgoniennes et mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors. C. R. Acad. Sci. Série II, 303/20 : 1803-1806, Paris.
- ARNAUD-VANNEAU A, ARNAUD H. 1990. Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura). In Tucker ME, Wilson JL, Crevello PO, Sarg JR, Read JF. Carbonate platforms. Intern. Ass. Sedim., Sp. Publ. 9 : 203-233, Oxford.
- ARNAUD-VANNEAU A, ARNAUD H, CARRIO-SCHAFFHAUSER E, RADDADI MC. 2005. Urgonian deposits and Barremian – Early Aptian sequence stratigraphy in the Vercors Massif. In Adatte T, Arnaud-Vanneau A, Arnaud H, Blanc-Alétru MC, Bodin S, Carrio-Schaffhauser E, Föllmi KB, Godet A, Raddadi MC, Vermeulen J. The Hauterivian – Lower Aptian sequence stratigraphy from Jura platform to vocontian basin : a multidisciplinary approach. Géologie Alpine, Sér. sp. « Colloques & excursions », 7 : 97-126, Grenoble.

- ARNAUD-VANNEAU A, ARNAUD H, CHAROLLAIS J, CONRAD M-A, COTILLON P, FERRY S, MASSE J-P, PEYBERNÈS B. 1979. Paléogéographie des Calcaires urgoniens du sud de la France. *Geobios*, Mém. sp. 3: 363-383, Lyon.
- ARNAUD-VANNEAU A, ARNAUD H, THIEULOY J-P. 1976. Bases nouvelles pour la stratigraphie des calcaires urgoniens du Vercors (Massifs subalpins septentrionaux – France). *Newsl. Stratigr.* 5/2-3: 143-159, Berlin-Stuttgart.
- ARNAUD-VANNEAU A, MASSE J-P. 1989. Les foraminifères benthiques des formations carbonatées Hauterivien-Barrémien *pro parte* du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse). *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.*, 11: 299-305.
- BASTIDE F, ARNAUD-VANNEAU A, BONVALLET L. 2010. Barremian-Lower Aptian zonation of large benthic foraminifera from the urgonian platform of southeastern France (Vercors, Ardèche, Gard). *Foram 2010, Intern. Symp. Foraminifera*, Abstr.: 1 pp., Bonn.
- BASTIDE F, ARNAUD-VANNEAU A, FÖLLMI KB, ADATTE T, MASSONNAT G, VIRGONE A, ARNAUD H. 2012. A new benthic foraminiferal biostratigraphic framework for the Urgonian of southeastern France. *Twentieth. Meet. Swiss Sedim. Fribourg*, Febr. 25, 2012.
- BECKER E. 1999. Orbitoliniden-Biostratigraphie der Unterkreide (Hauterive – Barrême) in den spanischen Pyrenäen (Profil Organyà, Prov. Lérida). *Rev. Paléobiol.* 18/2: 359-489, Genève.
- BERNAUS J-M. 1998. L'Urgonien du bassin d'Organyà (NE Espagne): micropaléontologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle. Thèse, Univ. J. Fourier, 206 pp., 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, Madrid.
- BERT D, DELANOY G, BERSAC S. 2008. Nouveaux biohorizons et propositions pour le découpage biozonal ammonitique du Barrémien supérieur du Sud-Est de la France. *Carnets Géol.* CG2008_A03: 18 pp., Madrid.
- BLANC-ALÉTRU M-C. 1995. Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. *Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. Géologie Alpine*, Mém. H.-s. 24: 299 pp., Grenoble.
- BODIN S. 2006. Palaeoceanographic and palaeoclimatic changes during the Late Hauterivian – Barremian and their impact on the northern Tethys margin: a combined sedimentological and geochemical approach. *Inst. géol. hydrogéol., Univ. Neuchâtel*, 265 pp.
- BODIN S, FIET N, GODET A, MATERA V, WESTERMANN S, CLÉMENT A, JANSSEN NMM, STILLE P, FÖLLMI KB. 2009. Early Cretaceous (late Berriasian to early Aptian) palaeoceanographic change along the northwestern Tethyan margin (Vocontian Trough, southeastern France): $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and Sr-isotope belemnite and whole-rock records. *Cretaceous Res.* 30: 1247-1262, London.
- BODIN S, GODET A, ADATTE T, FÖLLMI KB. 2005. Palaeoceanography and paleoclimatic changes of the northern tethyan realm during the Hauterivian-Barremian: new insight from the Angles section (France). In Adatte T, Arnaud-Vanneau A, Arnaud H, Blanc-Alétru MC, Bodin S, Carrio-Schaffhauser E, Föllmi KB, Godet A, Raddadi MC, Vermeulen J. *The Hauterivian – Lower Aptian sequence stratigraphy from Jura platform to vocontian basin: a multidisciplinary approach. Géologie Alpine, Sér. sp. « Colloques & excursions »*, 7: 138-146, Grenoble.
- BODIN S, GODET A, FÖLLMI KB, VERMEULEN J, ARNAUD H, STRASSER A, FIET N, ADATTE T. 2006a. The Late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event in the western Tethys: evidence from phosphorus burial rates. *Paleogeogr. Paleoclim. Palaeoecol.* 235/1-3: 245-264.
- BODIN S, GODET A, VERMEULEN J, LINDER P, FÖLLMI KB. 2006b. Biostratigraphy, sedimentology and sequence stratigraphy of the latest Hauterivian-early Barremian drowning episode of the Northern Tethyan margin (Altmann Member, Helvetic Nappes, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 99: 157-174, Bâle.
- BODIN S, VERMEULEN J, GODET A, FÖLLMI KB. 2006c. New data on the age of the installation of Urgonian-type carbonates along the northern Tethyan margin: biostratigraphy of the Chopf Member (Helvetic Alps, eastern Switzerland). *Comptes Rendus Geoscience* 338: 727-733, Paris.
- BORZA K. 1980. Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. *Vyd. Slov. Akad. Vied. Bratislava*, 302 pp.
- BUCUR II, SĂSĂRAN E. 2011. Calcareous Algae from Romanian Carpathians. *Field Trip Guidebook. 10th Intern. Symp. Fossil Algae*, Cluj-Napoca, Romania, 12-18 sept. 2011: 137 pp.
- BULOT L, THIEULOY J-P, BLANC E, KLEIN J. 1992. Le cadre stratigraphique du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du Sud-Est de la France: définition des biochronozones et caractérisation de nouveaux biohorizons. *Géol. Alpine* 68: 13-56, Grenoble.
- BURLA S, HEIMHOFFER U, HOCHULI PA, WEISSERT H, SKELTON P. 2008. Changes in sedimentary patterns of coastal and deep-sea successions from the North Atlantic (Portugal) linked to Early Cretaceous environmental change. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 257: 38-57.
- BUSNARDO R. 1963. Le stratotype du Barrémien. *Colloque sur le Crétacé inférieur. Mém. B.R.G.M.* 34: 101-116, Orléans.
- BUSNARDO R, CLAVEL B, CHAROLLAIS J. 1994. Le « Pas de Pré Coquet » (Vercors septentrional, France): révision des faunes, conclusions stratigraphiques. *Publ. Dépt. géol. pal., Univ. Genève*, 14: 81-100.
- BUSNARDO R, CLAVEL B, CHAROLLAIS J, SCHROEDER R. 1991. Le passage Hauterivien-Barrémien au Mont Aiguille (Vercors, France): biostratigraphie et interprétation séquentielle. *Rev. Paléobiol.* 10/2: 359-364, Genève.
- BUSNARDO R, GRANIER B, CLAVEL B, CHAROLLAIS J. 2013. Ammonitofaune du Barrémien de la coupe de l'Estellon (Baronnies, France): résultats biostratigraphiques préliminaires. *Carnets Géol.*, CG2013_A03, 14 pp., Madrid.
- 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. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 11: 101-147, Neuchâtel.
- BUTLER RWH. 1992. Structural evolution of the western Chartreuse fold and thrust system, NW French Subalpine chains. In Mc Clay KR. *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London: 287-298.
- CASTRO JM, COMPANY M, GEÀ GA DE, AGUADO R. 2001. Biostratigraphy of the Aptian-Middle Cenomanian platform to basin domain in the Prebetic Zone of Alicante; SE Spain: calibration between shallow water benthonic and pelagic scales. *Cretaceous Res.* 22: 145-156, London.

- **CASTRO JM, GEA GA DE, RUIZ-ORTIZ PA, NIETO LM.** 2008. Development of carbonate platforms on an extensional (rifted) margin : The Valanginian-Albian record of the Prebetic of Alicante (SE Spain). *Cretaceous Res.* 29 : 848-860, London.
- **CATUNEANU O, GALLOWAY WE, KENDALL CG ST C, MIALI A, POSAMENTIER HW, STRASSER A, TUCKER ME.** 2011. Sequence stratigraphy. *Newslet. Stratigr.* 44/3 : 173-245, Stuttgart.
- **CAVELIER C.** (coord.) et al. 1984. Crétacé inférieur. In Debrand-Passard S, Courbouleix S, Lienhardt MJ. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M. 125 : 287-338, Orléans.
- **CHAROLLAIS J, CLAVEL B, BUSNARDO R, CONRAD M, MÜLLER A, DECROUEZ D.** 2009. Olistolithes et coulées bioclastiques : prémices de l'installation de la plate-forme urgonienne aux confins des Bornes et des Aravis (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci.* 62 : 35-70, Genève.
- **CHAROLLAIS J, CLAVEL B, GRANIER B, BUSNARDO R, CONRAD M-A.** 2013. Discussion of the paper by Godet et al. 2011, entitled « Reconciling strontium-isotope and K-Ar ages with biostratigraphy : the case of the Urgonian platform, Early Cretaceous of the Jura Mountains, Western Switzerland » (*Swiss Journal of Geosciences*, 104, 147-160). *Swiss J. Geosci.* 106/3 : 559-567, Bâle.
- **CHAROLLAIS J, CLAVEL B, SCHROEDER R, BUSNARDO R, CHERCHI A, MASSERA M, MÜLLER A, ORSAT V, ZANINETTI L.** 2001. Installation et évolution de la plate-forme urgonienne du Jura aux chaînes subalpines septentrionales (Bornes, Bauges, Chartreuse). Suisse, France. *Arch. Sci.* 54/3 : 139-169, Genève.
- **CHAROLLAIS J, CLAVEL B, SCHROEDER R, BUSNARDO R, DECROUEZ D, CHERCHI A.** 2003. La migration de la plate-forme urgonienne entre le Jura plissé et les Chaînes subalpines septentrionales (France, Suisse). *Geobios* 36 : 665-674, Lyon.
- **CHAROLLAIS J, CLAVEL B, SCHROEDER R, BUSNARDO R, HORISBERGER P.** 1994. Mise en évidence de l'émersion post-urgonienne et de la lacune du Barrémien-Bédoulien inférieur/moyen dans le Jura neuchâtelois. *Publ. Dépt. géol. pal., Univ. Genève*, 14 : 57-80.
- **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 résumé de conférences. *Publ. Dépt. géol. pal., Univ. Genève, Sér. Guides géol.* 8 : 181 pp.
- **CHAROLLAIS J, CONRAD M-A, SCHROEDER R, THIEULOUY J-P.** 1969. Sur deux gisements de Céphalopodes du Barrémien inférieur, aux Aravis et dans les Bauges. *C. R. Séanc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, N. S.*, 4/3 : 179-182.
- **CHAROLLAIS J, RIETSCHEL S, ROSSET J.** 1967. Sur un gisement d'éponges d'âge hauterivien-barrémien, dans la chaîne des Aravis (Haute-Savoie). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 43 : 63-69.
- **CLAVEL B.** 1984. Echinides : Crétacé inférieur. In Debrand-Passard S, Courbouleix S, Lienhardt MJ. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M. 126 : 294 et 296, Orléans.
- **CLAVEL B.** 1989. Echinides du Crétacé inférieur jurassien : stratigraphie, paléoécologie, paléontologie. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* XI : 149-182.
- **CLAVEL B.** 2014. 3. Biostratigraphy. *Geonotices*, en ligne sur <http://www.geonotices.com/category/geobuster/> (dernière consultation le 11-12-2014).
- **CLAVEL B, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J.** 1986. Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France). *C. R. Acad. Sci. Série II*, 302/8 : 583-586, Paris.
- **CLAVEL B, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J, CONRAD M, GRANIER B.** 2009. Nouvelles données sur la répartition biostratigraphique des orbitolinidés à l'Hauterivien supérieur, au Barrémien et à l'Aptien inférieur dans le Sud-Est de la France et le Jura franco-suisse. *Arch. Sci.* 62 : 125-146, Genève.
- **CLAVEL B, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J, CONRAD M, GRANIER B.** 2010. Répartition biostratigraphique des orbitolinidés dans la biozonation à ammonites (plate-forme urgonienne du Sud-Est de la France). Partie 1 : Hauterivien supérieur-Barrémien basal. *Carnets Géol.* CG2010_A06, 53 pp. Madrid.
- **CLAVEL B, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J, CONRAD M, GRANIER B.** (2015, sous presse). Répartition biostratigraphique des orbitolinidés dans la biozonation à ammonites (plate-forme urgonienne du Sud-Est de la France). Partie 2 : Barrémien. *Carnets Géol.*, Madrid.
- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J.** 1989a. Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 11 : 291-298.
- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J.** 1989b. Corrélations des formations hauteriviennes du Jura méridional au Jura neuchâtelois. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 11 : 299-305.
- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J, BUSNARDO R.** 1987. Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Eclogae geol. Helv.* 80/1 : 59-68, Bâle.
- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J, CONRAD M, JAN DU CHÊNE R, BUSNARDO R, GARDIN S, ERBA E, SCHROEDER R, CHERCHI A, DECROUEZ D, GRANIER B, SAUVAGNAT J, WEIDMANN M.** 2007. Dating and progradation of the Urgonian limestone from the Swiss Jura to South-East France. *Z. dt. Ges. Geowiss.* 158/4 : 1025-1062, Stuttgart.
- **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 : 663-680, Paris.
- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J, SCHROEDER R, BUSNARDO R.** 1997. Réponse au Président de la Commission Internationale de Stratigraphie. *Bull. Soc. géol. France*, 168/1 : 110-112, Paris.
- **CLAVEL B, CHAROLLAIS J, SCHROEDER R, OERTLI H, BUSNARDO R.** 1994. Révision de « l'Aptien » de Boveresse et nouvelle attribution chronostratigraphique de l'Urgonien du Jura neuchâtelois et vaudois. *Publ. Dépt. géol. pal., Univ. Genève*, 14 : 25-56.
- **CLAVEL B, CONRAD M-A, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J, GRANIER B.** 2013. Mapping the rise and demise of Urgonian platforms (Late Hauterivian – Early Aptian) in southeastern France and the Swiss Jura. *Cretaceous Res.* 39 : 29-46, London.
- **CLAVEL B, SCHROEDER R, CHAROLLAIS J, BUSNARDO R, MARTIN-CLOSAS C, DECROUEZ D, SAUVAGNAT J, CHERCHI A.** 2002. Les « Couches inférieures à orbitolines » (Chaînes subalpines septentrionales) : mythe ou réalité? *Rev. Paléobiol.* 21/2 : 865-871, Genève.

- CONRAD M-A, CLAVEL B, GRANIER B, CHAROLLAIS J, BUSNARDO R, ERBA E, GARDIN S, JAN DU CHÈNE R, DECROUEZ D, CHERCHI A, SCHROEDER R, SAUVAGNAT J, WEIDMANN M. 2012. « Stratigraphic, sedimentological and palaeoenvironmental constraints on the rise of the Urgonian platform in the western Swiss Jura » by A. Godet *et al* (2010). *Sedimentology* 57, 1088-1125 : Discussion. *Sedimentology* 1121-1125.
- CONRAD M-A, SCHROEDER R, CLAVEL B, CHAROLLAIS J, BUSNARDO R, CHERCHI A, DECROUEZ D. 2004. Dating the Lower Cretaceous in the Organyà section (Catalan Pyrenees, NE Spain) : a reinterpretation. *Cretaceous Res.* 25 : 35-41, London.
- CONTENSUZAS C. 1980. Le Barrémien-Bédoulien entre Viviers-sur-Rhône et Cruas, Ardèche. Thèse Univ. Lyon-1 : 172 pp.
- CSÁSZÁR G. 1992. Urgonian facies of the Tisza Unit. *Act. Geol. Hungarica* 35/3 : 263-285.
- CSÁSZÁR G, MEHL D, OBERHAUSER R, LOBITZER H. 1994. A comparative study of the Urgonian facies in Vorarlberg (Austria), im Allgäu (Germany) and in the Villány Mountains (Hungary). *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn* 2 : 145-207, Wien.
- DELAMETTE M. 2002. Le pays du Mont-Blanc. Neuf itinéraires à travers paysages et roches du Mont-Blanc et du Haut-Faucigny. Ed. Gap, 272 pp.
- DELANOY G. 1997. Biostratigraphie des faunes d'Ammonites à la limite Barrémien-Aptien dans la région d'Angles-Barrême-Castellane. Etude particulière de la famille des *Heteroceratidae* Spath, 1922 (Ancyloceratina, Ammonoidea). *Annales Mus. Hist. Nat. Nice* XII : 270 pp.
- DÉTRAZ H, MÜLLER A, MÜLLER D, VILLARS F. 1982-1983. Carte géologique de la chaîne des Aravis entre la vallée de l'Arve et le col des Aravis (Haute-Savoie, France) à 1/25 000. *Trav. Dipl. Ing.-Géol., Dépt. géol. pal., Univ. Genève* (inédit).
- DÉTRAZ H, MÜLLER A, MÜLLER D, VILLARS F. 1984-1985. Etude géologique de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie, France). *Trav. Dipl. Ing.-Géol., Dépt. géol. pal., Univ. Genève*, 6 vol. (inédit).
- DÉTRAZ H, MÜLLER A, MÜLLER D, VILLARS F. 1986. Etude préliminaire de la stratigraphie et de la sédimentologie de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie, France : domaine delphino-helvétique). *Arch. Sci. Genève*, 39/3 : 365-376.
- FERRY S. 1976. Cônes d'épandage bioclastiques en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontiens de la Drôme. Implications paléostratigraphiques. Thèse, Univ. Claude Bernard, Lyon.
- FÖLLMI KB. 2008. A synchronous, middle Early Aptian age for the demise of the Helvetic Urgonian platform related to the unfolding oceanic anoxic event 1a (« Sellî event ») Comment on the article « Sur la présence de grands foraminifères d'âge aptien supérieur dans l'Urgonien de la Nappe du Wildhorn (Suisse centrale). Note préliminaire » by R. Schroeder, K. Schenk, A. Cherchi & B. Schwizer, *Revue de Paléobiologie*, 2007, 665-669. *Rev. Paléobiol.* 27/2 : 461-468, Genève.
- FÖLLMI KB, BODIN S, GODET A, LINDER P, SCHOOTBRUGGE B VAN DE. 2007. Unlocking paleo-environmental interaction from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps : stratigraphy is the key. *Swiss J. Geosci.* 100 : 349-369.
- FÖLLMI KB, GAINON F. 2008. Demise of the northern Tethyan Urgonian carbonate platform and subsequent transition towards pelagic conditions : the sedimentary record of the Col de la Plaine Morte area, central Switzerland. *Sed. Geol.* 205 : 142-159.
- FÖLLMI KB, GODET A. 2013. Palaeoceanography of Lower Cretaceous Alpine platform carbonates. *Sedimentology* 60 : 131-151.
- FÖLLMI KB, GODET A, BODIN S, LINDER P. 2006. Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Paleoceanography* 21.
- FÖLLMI KB, WEISSELT B, BISPING M, FUNK HP. 1994. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106 : 729-746, Boulder.
- GIDON M, BARFÉTY J-C. 1969. Feuille géologique 33 « Montmélian ». Carte géol. France 1/ 50 000, BRGM, Orléans.
- GIDON M, PAIRIS J-L. 1993. Géométrie et origine des dislocations synsédimentaires de la base de l'Urgonien des Aravis (massifs subalpins septentrionaux). *Géologie Alpine* 69 : 53-58, Grenoble.
- GODET A. 2006. The evolution of the Urgonian platform in the Western Swiss Jura realm and its intercalations with paleoclimatic and paleoceanographic change along the Northern Tethyan Margin (Hauterivian- Earliest Aptian). Thèse, Univ. Neuchâtel, 405 pp.
- GODET A, BLANC-ALÉTRU M-C, BODIN S, ADATTE T, FÖLLMI KB. 2005. The Hauterivian – Barremian of the Western Swiss Jura around Neuchâtel. In Adatte T, Arnaud-Vanneau A, Arnaud H, Blanc-Alétru M-C, Bodin S, Carrio-Schaffhauser E, Föllmi KB, Godet A, Raddadi MC, Vermeulen J. The Hauterivian – Lower Aptian sequence stratigraphy from Jura platform to vocontian basin : a multidisciplinary approach. - *Géol. Alpine, Sér. sp. « Colloques & excursions »*, 7 : 79-96, Grenoble.
- GODET A, BODIN S, ADATTE T, FÖLLMI KB. 2008. Platform-induced clay-mineral fractionation along a northern Tethyan basin-platform transect : implications for the interpretation of Early Cretaceous climate change (Late Hauterivian-Early Aptian). *Cretaceous Res.* 29 : 830-847, London.
- GODET A, BODIN S, KAENEL E DE, STILLE P, ADATTE T, FÖLLMI KB. 2006. Age-diagnostic nannofossil assemblages, strontium isotope ratios, and kaolinite distributions in Urgonian sediments from the Swiss Jura mountains : implications for its depositional history and correlation. 14th Meeting Swiss Sedim., Fribourg, January 28, p. 16.
- GODET A, FÖLLMI KB, BODIN S, ADATTE T. 2013a. Reply to the discussion by Charollais et al. on « Reconciling strontium-isotope and K-Ar ages with biostratigraphy : the case of the Urgonian platform, Early Cretaceous of the Jura mountains, Western Switzerland » by Godet et al. (2011), *Swiss Journal of Geosciences*, 104, 160. *Swiss J. Geosci.* 106/3 : 569-580.
- GODET A, FÖLLMI KB, BODIN S, KAENEL E DE, MATERA V, ADATTE T. 2010. Stratigraphic, sedimentological and palaeoenvironmental constraints on the rise of the Urgonian platform in the western Swiss Jura. *Sedimentology* 57 : 1088-1125.
- GODET A, FÖLLMI KB, BODIN S, KAENEL E DE, MATERA V, ADATTE T, ARNAUD-VANNEAU A, ARNAUD A, VERMEULEN J. 2012. A Late Barremian age for the onset of Urgonian-type facies in the Swiss Jura Mountains. Reply to the discussion by Conrad et al. on « Stratigraphic, sedimentological and palaeoenvironmental constraints of the rise of the Urgonian Platform in the western Swiss Jura » by Godet et al. (2010), *Sedimentology*, 57, 1088-1125. *Sedimentology* 59 : 1126-1132.

- **GODET A, FÖLLMI KB, SPANGENBERG JE, BODIN S, VERMEULEN J, ADATTE T, BONVALLET L, ARNAUD H.** 2013b. Deciphering the message of Early Cretaceous drowning surfaces from the Helvetic Alps: What can be learnt from platform to basin correlations? *Sedimentology*. 60: 152-173.
- **GODET A, FÖLLMI KB, STILLE P, BODIN S, MATERA V, ADATTE T.** 2011. Reconciling Strontium isotope and K-Ar ages with biostratigraphy: the case of the Urganian platform, Early Cretaceous of the Jura Mountains, Western Switzerland. *Swiss J. Geosci.* 104: 147-160.
- **GRANIER B.** 2013a. *Heteroporella? paucicalcare* (Conrad 1970), an Urganian Dasycladalean alga revisited. *Carnets Géol.*, CG2013_L07: 59-65, Madrid.
- **GRANIER B.** 2013b. *Dissocladella hauteriviana* Masse in Masse et al., 1999 (non Masse 1976), another lower Urganian Dasycladalean alga revisited. *Carnets Géol.*, CG2013_L07: 347-355, Madrid.
- **GRANIER B, BUCUR II, TRABOLD G.** 2000. *Falsolikanella danilovae* Radočić ex Barattolo 1978, n. comb., a Diploporacean alga from the Urganian facies. *Acta Palaeontologica Romaniae*, 2: 177-181, Cluj Napoca.
- **GRANIER B, CLAVEL B, CHAROLLAIS J, WEIDMANN M.** 2014. Latest Jurassic – Early Cretaceous Dasycladalean Algae (Chlorophyta) from the Morand drilling at Montricher (Canton de Vaud, Switzerland. *Acta Palaeontologica Romaniae*, 10/1-2: 31-44, Cluj-Napoca.
- **GRANIER B, CLAVEL B, MOULLADE M, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J, TRONCHETTI G, DESJACQUES P.** 2013. L'Estellon (Baronnies, France), a « Rosetta stone » for the Urganian biostratigraphy. *Carnets Géol.*, CG2013_A03: 163-207, Madrid.
- **GRANIER B, VIRGONE A, BUSNARDO R, BULOT LG.** 1995. Des calpionelles dans l'Hauterivien supérieur. Découverte exceptionnelle à Busot (Alicante, Espagne).- C. R. Acad. Sci. Série IIa, 321/8: 1179-1186, Paris.
- **GUILLAUME S, PORTMANN J-P.** 1965. Sur l'Aptien de Boveresse (Jura neuchâtelois). *Bull. Soc. Neuchâtel. Sci. Nat.* 3/88: 123-126.
- **HAQ BU.** 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change* 113: 44-58.
- **HARDENBOL J, THIERRY J, FARLEY M, JACQUIN T, GRACIANSKY P-C DE, VAIL P.** 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins, Chart 4. In Graciansky P-C de, Hardenbol J, Jacquin T, Vail P. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM, Sp. Publ. 60.
- **HUCK S, HEIMHOFFER U, IMMENHAUSER A.** 2012. Early Aptian algal bloom in a neritic proto-North Atlantic setting: harbinger of global change related to OAE1a? *GSA Bulletin* 124: 1810-1825.
- **HUCK S, HEIMHOFFER U, IMMENHAUSER A, WEISSERT H.** 2013. Carbon-isotope stratigraphy of Early Cretaceous (Urganian) shoal-water deposits: Diachronous changes in carbonate-platform production in the north-western Tethys. *Sed. Geol.* 290: 157-174.
- **HUCK S, HEIMHOFFER U, RAMEIL M, BODIN S, IMMENHAUSER A.** 2011. Strontium and carbon-isotope chronostratigraphy of Barremian-Aptian shoal-water carbonates: Northern Tethyan platform drowning predates OAE 1a. *Earth Planet. Sci. Lett.* 304: 547-558.
- **ICS.** 2009. International Stratigraphic Chart 2009, en ligne sur <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/StratChart2009.pdf>
- **IVANOV M, PEYBERNÈS B, NIKOLOV T, CIZSAK R, STOYKOVA K, MINKOVSKA V.** 1997. Essai de corrélations séquentielles au Barrémien-Aptien dans un système plate-forme-bassin-plate-forme le long d'un transect Danube-Gabrovo (Bulgarie du Centre-Nord), C. R. Acad. Sci. Série IIa, 325: 967-972, Paris.
- **JACQUIN T, ARNAUD-VANNEAU A, ARNAUD H, RAVENNE C, VAIL P.** 1991. Carbonate production and stratigraphic architecture of a shelf margin. *Mar. Petrol. Geol.* London 8: 122-139.
- **KOTETISHVILI E.** 1979. Les Calcaires urgoniens de Géorgie. *Géobios, Mém. sp.* 3: 193-200, Lyon.
- **KUHNT W, MOULLADE M, MASSE J-P, ERLKENKEUSER H.** 1998. Carbon-isotope stratigraphy of the lower Aptian historical stratotype at Cassis-La Bédoule (SE France). In Moullade M, Tronchetti G, Masse J-P. Le stratotype historique de l'Aptien inférieur (Bédoulien) dans la région de Cassis-La Bédoule (France). *Géologie méditerranéenne XXV/3-4*: 63-79, Marseille.
- **LACHAIZE B.** 1984. L'Urganien et ses limites dans la région de Viviers (Ardèche). D.E.A. Univ. Lyon-1, 34 pp. (inédit).
- **LÉONIDE P, BORGOMANO J, MASSE J-P, DOUBLET S.** 2012. Relation between stratigraphic architecture and multi-scale heterogeneities in carbonate platforms: the Barremian-lower Aptian of the Monts de Vaucluse, SE France. *Sed. Geol.* 265: 87-109.
- **LAFARGE D.** 1978. Etude géologique du Plateau de Saint-Remèze, Ardèche. *Stratigraphie – Cartographie – Sédimentologie – Tectonique*. Thèse Univ. Lyon-1, 131 pp.
- **McARTHUR JM, HOWARTH RJ.** 2004. Strontium isotope stratigraphy. In: Gradstein FM, Ogg JG, Smith AG. A geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press: 96-109.
- **McARTHUR JM, HOWARTH RJ, BAILEY TR.** 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *J. Geol.* 109: 155-170.
- **McARTHUR JM, JANSSEN NMM, REBOULET S, LENG MJ, THIRWALL MF, SCHOOTBRUGGE B VAN DE.** 2007. Palaeo-temperature, polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 248: 391-430.
- **McARTHUR JM, MUTTERLOSE J, PRICE GD, RAWSON PF, RUFFELL A, THIRWALL MF.** 2004. Belemnites of Valanginian, Hauterivian and Barremian age: Sr-isotope stratigraphy, composition ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Na, Sr, Mg), and palaeo-oceanography. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 202: 253-272.
- **MARTIN-CLOSAS C, CLAVEL B, SCHROEDER R, CHAROLLAIS J, CONRAD M-A.** 2009. Charophytes from the Barremian-Lower Aptian of the Northern Subalpine Chains and Jura Mountains, France: correlation with associated marine assemblages. *Cretaceous Res.* 30: 49-62, London.
- **MASSE J-P.** 1976. Les Calcaires urgoniens de Provence. Valanginien-Aptien inférieur – Stratigraphie – Paléontologie – Les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse, Université d'Aix-Marseille II, 255 pp.
- **MASSE J-P.** 1993. Early Cretaceous Dasycladales biostratigraphy from Provence and adjacent regions (South of France, Switzerland, Spain). A reference for Mesogean correlations. *Bull. Soc. Paleont. Ital., spec. Vol 1*: 311-324, Modena.

- MASSE J-P. 1995. Lower Cretaceous rudist biostratigraphy of southern France – A reference for mesogean correlations. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12: 2, p. 236-256, Mexico.
- MASSE J-P, ALLEMANN J. 1982. Relations entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sarde au Crétacé inférieur. *Cretaceous Res.* 3: 19-33, London.
- MASSE J-P, FENERCI-MASSE M. 2011. Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian–early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Res.* 32/6: 659-684, London.
- MASSE J-P, FENERCI-MASSE M. 2013. Stratigraphic updating and correlation of Late Barremian-Early Aptian Urgonian successions and their marly cover, in their type region (Orgon-Apt, SE France). *Cretaceous Res.* 39: 17-28, London.
- MICHETIUC M, CATINCUT C, BUCUR II. 2012. An Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate platform from the Vâlcan Mountains (Southern Carpathians, Romania): paleoenvironmental interpretation. *Geologica Carpathica* 63/1: 33-48, Prague.
- MOJON P-O. 2002. Les formations mésozoïques à charophytes (Jurassique moyen – Crétacé inférieur) de la marge téthysienne nord – occidentale (Sud-Est de la France, Suisse occidentale, Nord-Est de l'Espagne). *Sédimentologie, micropaléontologie, biostratigraphie. Géol. Alpine, Mém. H.-s.* 41: 386 pp., Grenoble.
- MOJON P-O, MÉDUS J. 1990. Précisions biostratigraphiques sur l'« Urgonien » des chaînes subalpines septentrionales du Sud-Est de la France et mise en évidence de *Cypridea gigantissima*, un nouvel ostracode lacustre de l'Aptien inférieur. *Arch. Sci. Genève* 43/3: 429-452.
- MOULLADE M, TRONCHETTI G, MASSE J-P. 1998. Le stratotype historique de l'Aptien inférieur (Bédoulien) dans la région de Cassis-La Bédoule (France). *Géologie méditerranéenne XXV/3-4*: 298 pp., Marseille.
- MOUTY M. 1966. Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse 1369, Univ. Genève, 256 pp.
- MÜLLER A. 1985. Etude géologique de la chaîne des Aravis entre l'Arve et le col des Aravis (Haute-Savoie, France). *Trav. Dipl. Ing.-Géol., Dépt. géol. pal., Univ. Genève*, 137 pp. (inédit).
- ORSAT V. 1991. Partie sommitale des Calcaires urgoniens du massif de la Chartreuse (SE France). *Dipl. Sci. Terre, Univ. Genève*, 131 pp. (inédit).
- ORSAT V, SCHROEDER R, CHAROLLAIS J, CLAVEL B. 1998. Coupe de la partie supérieure des Calcaires urgoniens. Gorges du Frou. In Charollais J, Clavel B, Schroeder R, Busnardo R, Masse J-P. La plate-forme urgonienne. Un exemple de plate-forme carbonatée: biostratigraphie, stratigraphie séquentielle, sédimentologie, études régionales. *Publ. Dépt. géol. pal., Univ. Genève, Sér. Guides géol.* 8: 90-99.
- ORSAT V, STROHMENGER C. 1993. Microfacies and sedimentary sequences in the Lower Aptian (Bedoulian) of the Urgonian platform (Chartreuse massif, SE-France). *Eclogae. geol. Helv.* 86/2: 377-396, Bâle.
- PEYBERNÈS B. 1976. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse, Univ. P. Sabatier, Toulouse, 459 pp.
- PEYBERNÈS B. 1979. L'Urgonien des Pyrénées, essai de synthèse. *Geobios, Mém. sp.* 3: 79-87, Lyon.
- PEYBERNÈS B. 1982. Création puis évolution de la marge nord-ibérique des Pyrénées au Crétacé inférieur. *Cuadernos Geologia Ibérica* 8: 987-1004, Madrid.
- PEYBERNÈS B, COMBES P-J. 1995. Formations and depositional sequences within the Barremian-Aptian complex from French and Spain Pyrenees: attempt for synthetic correlations. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 131: 81-89.
- PEYBERNÈS B, CISZAK R, NIKOLOV T, IVANOV M, STOYKOVA K. 1998. Géométrie des formations et des séquences de dépôt éocrétaées (intervalle Hauterivien-Aptien) de Bulgarie nord-orientale. *C. R. Acad. Sci. Série IIa*, 327: 555-562, Paris.
- PEYBERNÈS B, IVANOV M, NIKOLOV T, CISZAK R, STOYKOVA K. 2000. Séquences de dépôt à l'articulation plate-forme urgonienne – bassin (intervalle Barrémien-Albien) dans le Prébalcan occidental (Bulgarie du Nord-Ouest). *C. R. Acad. Sci. Série IIa*, 330: 547-553, Paris.
- POP G. 1989. Age and facies of the Calpionellid formations from the South Carpathians. In Wiedmann J. *Cretaceous of the Western Tethys, Proceedings 3rd Intern. Cretaceous Symp. (Tübingen 1987) Stuttgart*: 525-542.
- RADDADI MC. 2005. Etude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme: analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques. *Géol. Alpine, Mém. H.-s.* 45: 166 pp., Grenoble.
- REBOULET S, ATROPS F, FERRY S, SCHAFF A. 1992. Renouveau des ammonites en fosse vocontienne à la limite Valanginien-Hauterivien. *Geobios*, 25/4: 469-476, Lyon.
- REBOULET S, KLEIN J, BARRAGAN R, COMPANY M, GONZÁLES-ARREOLA C, LUKENEDER A, RAISOSSADAT SN, SANDOVAL J, SZIVES O, TAVERA J, VAŠIČEK Z, VERMEULEN J. 2009. Report on the 3rd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the « Kilian Group » (Vienna, Austria, 15th April 2008). *Cretaceous Res.* 30/2: 496-502, London.
- REBOULET S, RAWSON PF, MORENO-BEDMAR JA, AGUIRRE-URRETA MB, BARRAGAN R, BOGOMOLOV Y, COMPANY M, GONZÁLES-ARREOLA C, STOYANOVA VI, LUKENEDER A, MATRION B, MITTA V, RANDRIANALY H, VAŠIČEK Z, BARABOSHIN EJ, BERT D, BERSAC S, BOGDANOVA TN, BULOT LG, LATIL J-L, MIKHAILOVA IA, ROPOL P, SZIVES O. 2011. Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the « Kilian Group » (Dijon, France, 30th August 2010). *Cretaceous Res.* 32: 786–793, London.
- REBOULET S, SZIVES O, AGUIRRE-URRETA B, BARRAGAN R, COMPANY M, IDAKIEVA V, IVANOV M, KAKABADZE M, MORENO-BEDMAR JA, SANDOVAL J, BARABOSHIN E, ÇAGLAR MA, FÖZY I, GONZALEZ-ARREOLA C, KENJO S, LUKENEDER A, RAISOSSADAT SN, RAWSON PF, TAVERA JM. 2014. Report on the 5th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Ankara, Turkey, 31st August 2013). *Cretaceous Res.* 50: 126-137, London.
- REMANE J, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J. 1989. Révision de l'étage Hauterivien (région-type et environs, Jura franco-suisse). *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 11: 322 pp.
- REY J. 1972. Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estramadura (Portugal). Thèse, Lab. Géologie, Univ. P. Sabatier, Toulouse, 529 pp.
- REY J. 1979. Les formations bioconstruites du Crétacé inférieur d'Estramadura (Portugal). *Geobios, Mém. sp.* 3: 89-99, Lyon.

- REY J. 1982. Dynamique et paléoenvironnements du bassin mésozoïque d'Estremadura (Portugal) au Crétacé inférieur. *Cretaceous Res.* 3: 103-111, London.
- REY J, GRACIANSKY P-C DE, JACQUIN T. 2003. Les séquences de dépôt dans le Crétacé inférieur du Bassin Lusitanien. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 90: 15-42, Lisboa.
- RIVANO-GARCIA S. 1978. Contribution à l'étude géologique du SE du massif des Bornes: la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine (Haute-Savoie, France). Thèse 3^e, Univ. P. & M. Curie, Paris VI, 195 pp.
- SCHLAGER W. 2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. S.E.P.M. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series 8: 200 pp., Tulsa.
- SCHROEDER R, CLAVEL B, CHAROLLAIS J. 1990. *Praedictyorbitolina carthusiana* n. gen. n. sp., Orbitolinidé (Foraminifera) de la limite Hauterivien-Barrémien des Alpes occidentales. *Paläontologische Zeitschrift* 64: 193-202, Stuttgart.
- SCHROEDER R, CLAVEL B, CHERCHI A, CHAROLLAIS J. 1999. *Praedictyorbitolina busnardo* n. sp. (Foraminifera) et évolution de la lignée *Praedictyorbitolina* - *Dictyorbitolina* (Hauterivien supérieur - Barrémien basal). *Paläontologische Zeitschrift* 73: 203-215, Stuttgart.
- SCHROEDER R, CLAVEL B, CONRAD M-A, ZANINETTI L, BUSNARDO R, CHAROLLAIS J, CHERCHI A. 2000. Corrélations biostratigraphiques entre la coupe d'Organya (Pyrénées Catalanes, NE de l'Espagne) et le Sud-Est de la France pour l'intervalle Valanginien-Aptien. *Treb. Mus. Geol. Barcelona* 9: 5-41.
- SCHROEDER R, SCHENK K, CHERCHI A, SCHWIZER B. 2007. Sur la présence de grands foraminifères d'âge aptien supérieur dans l'Urgonien de la Nappe du Wildhorn (Suisse centrale). Note préliminaire. *Rev. Paléobiol.* 26/2: 665-669, Genève.
- SIKHARULIDZE G. 1979. The corals of the Urgonian facies of Georgia. *Geobios, Mém. sp.* 3: 301-304, Lyon.
- SPENCE GH. 1991. Megablocks in the Subalpine Chains of the Aravis, southeast France: In situ break-up of an homoclinal carbonate platform or evidence of platform margin collapse. *Dolomieu Conf. Carbonate Platform Margins, Ortisei, Abstr.* 1: 257-258.
- SPENCE GH. 1996. The Mid-Cretaceous Urgonian carbonate platform of the NE Subalpine Chains of SE France: A sequence stratigraphic approach. Ph.D. thesis, Durham, 650 pp. (inédit).
- SPENCE GH, TUCKER ME. 1992. Megablocks and sea-level falls: An example from the Mid-Cretaceous of the French Alps. *Proc. Conf. Sequence Stratigraphy of European Basins, Dijon, Abstr.* 330-331.
- SPENCE GH, TUCKER ME. 1997. Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sed. Geol.* 112: 163-193.
- SPENCE GH, TUCKER ME. 1999. Modelling carbonate microfacies in the context of high-frequency dynamic relative sea-level and environmental changes. *Journ. Sed. Res.* 69/4: 947-961, Boulder.
- STEIN M, FÖLLMI KB, WESTERMANN S, GODET A, ADATTE T, MATERA V, FLEITMANN D, BERNER Z. 2011. Progressive paleoenvironmental change during the Late Barremian – Early Aptian as prelude to oceanic anoxic event 1a: evidence from the Gorgo a Gorgo a Cerbara section (Umbria – Marche basin, central Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 302/3-4: 396-406.
- STEIN M, WESTERMANN S, ADATTE T, MATERA, FLEITMANN D, SPANGENBERG JE, FÖLLMI KB. 2012. Late Barremian-Early Aptian paleoenvironmental changes: the Cassis-La Bédoule section, southeast France. *Cretaceous Res.* 37: 209-222, London.
- THIEULOY J-P. 1972. Biostratigraphie des lentilles à pérégrinelles (Brachiopodes) de l'Hauterivien de Rottier (Drôme, France). *Geobios* 5/1: 5-53, Lyon.
- THIEULOY J-P, BOISSEAU T, FABRE P, GIDON M. 1983. Sur la position stratigraphique de *Lyticoceras claveli* Busnardo & Thieuloy, 1983, dans le massif de la Grande Chartreuse (Dauphiné, France). *Géol. Alpine*, 59: 61-64, Grenoble.
- TRABOLD GL. 1994. Gravity mass movements, relative sea-level changes and biostratigraphy in late Hauterivian to early Barremian delphino-helvetic deposits (Chaîne des Aravis, Haute-Savoie, France). *Strata*, 1^{er} Congr. Franç. Stratigr.-CFS'94, 1/6: 134-135, Toulouse.
- TRABOLD GL. 1996. Development of the Urgonian limestones in the delphino helvetic realm (Northern subalpine chains, Haute-Savoie, France). *Sedimentology, sequence stratigraphy and biostratigraphy*. Thèse 2751; Publ. Dépt. géol. pal., Univ. Genève 20, 187 pp.
- TREJO M. 1975. Los Tintinidos mesozoicos de Mexico. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon - Neuchâtel, 1973). *Mém. B.R.G.M.* 86: 95-104, Paris.
- TREJO M. 1980. Distribucion estratigrafica de los Tintinidos mesozoicos mexicanos. *Rev. Inst. Mex. Petrol.* 12: 4-13, Mexico.
- VAIL PR, AUDEMARD F, BOWMAN SA, EISNER PN, PEREZ-CRUZ C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In Einsele G, Ricken W, Seilacher A. *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin: 617-659.
- VAIL PR, MITCHUM RM JR, TODD RG, WIDMERI JW, THOMPSON S, SANGREE JB, BUBB JN, HATELID WG. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In *Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26: 49-212, Tulsa.
- VAŠIČEK Z, MICHALIK J, BORZA K. 1983. To the « Neocomian » Biostratigraphy in the Krizna-nappe of the Strazovské Vrchy Mountains (Northwestern Central Carpathians). *Zitteliana* 10: 467-483, Munich.
- VERMEULEN J. 2005. Boundaries, ammonite fauna and main subdivisions of the stratotype of the Barremian. *Géologie Alpine, sér. sp. « Colloques & excursions »* 7: 147-173, Grenoble.
- WERMELLE S. 1996. Etude sédimentologique, minéralogique et micropaléontologique des Calcaires urgoniens de la région subalpine (Savoie-France). Dipl. Univ. Neuchâtel, 130 pp.
- WISSLER L, FUNK H, WEISSERT H. 2003. Response of Early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels. *Paleogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 200: 187-205.

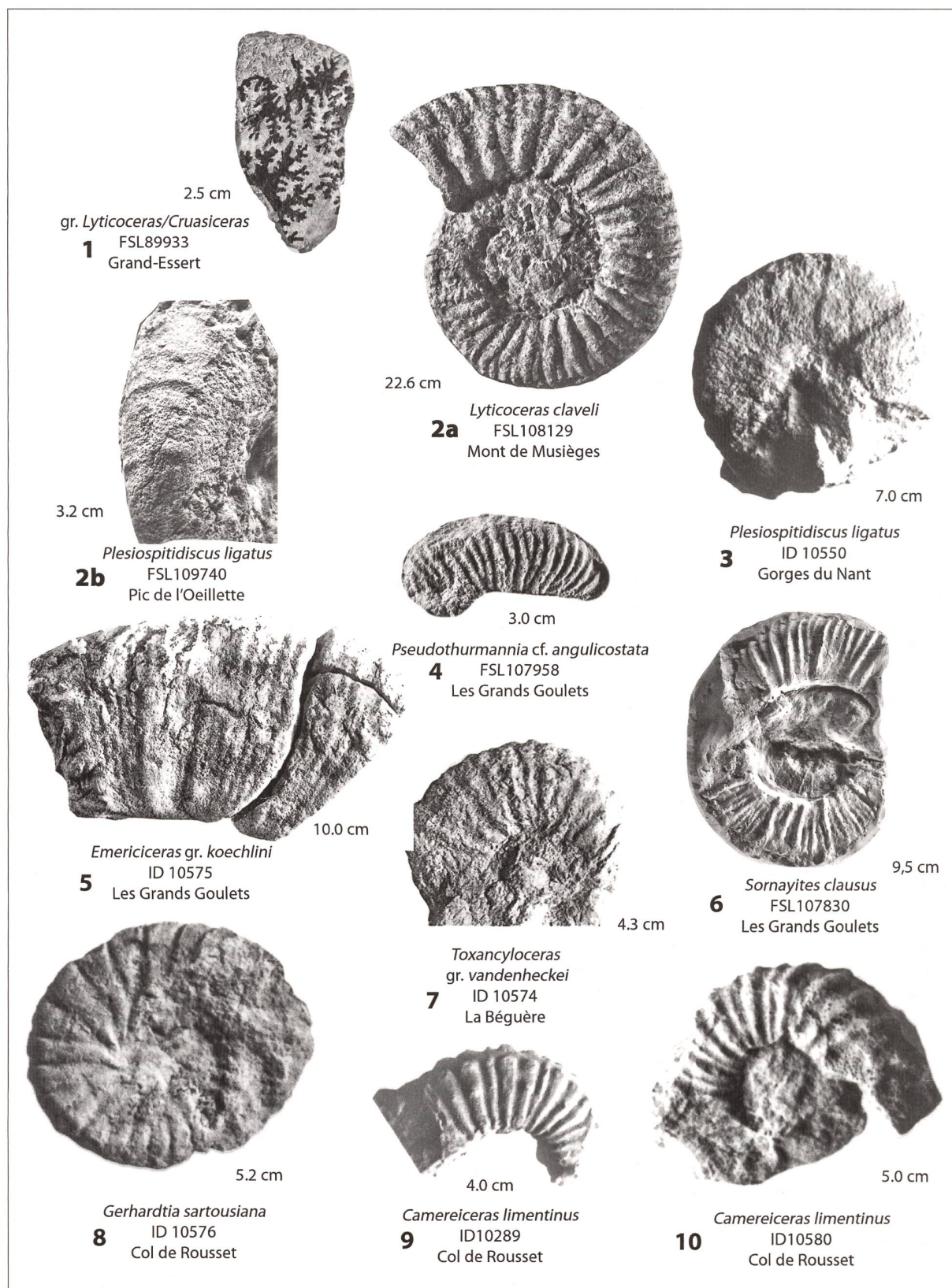


Planche 1

Ammonites du Jura méridional (Grand Essert, Mont de Musièges), de Chartreuse (Pic de l'Oeillette) et du Vercors (Gorges du Nant, Grands Goulets, la Béguère, Col de Rousset).

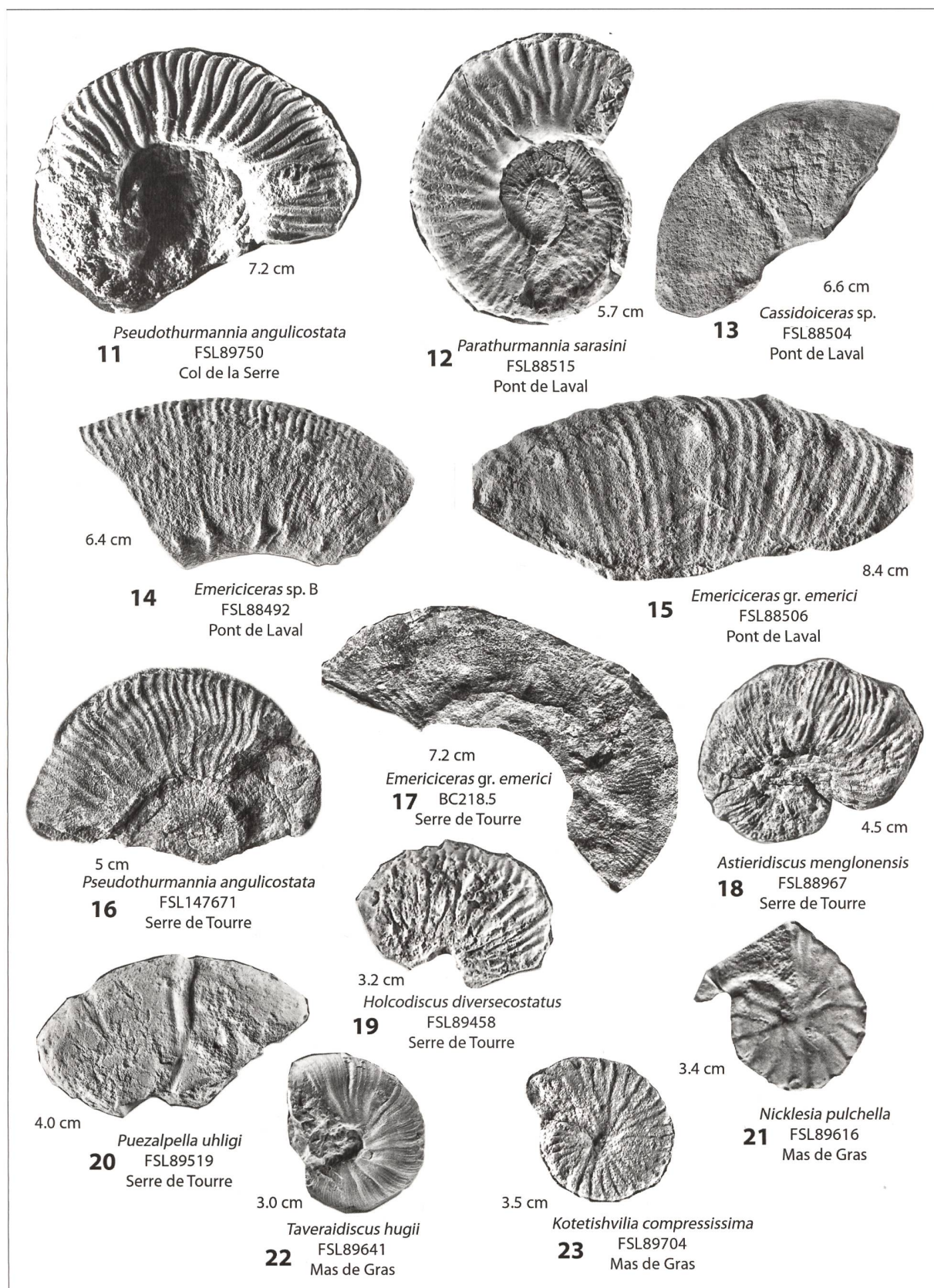


Planche 2

Ammonites du Bas-Vivaraïs (Col de la Serre, Pont de Laval, Serre de Tourre, Mas de Gras).

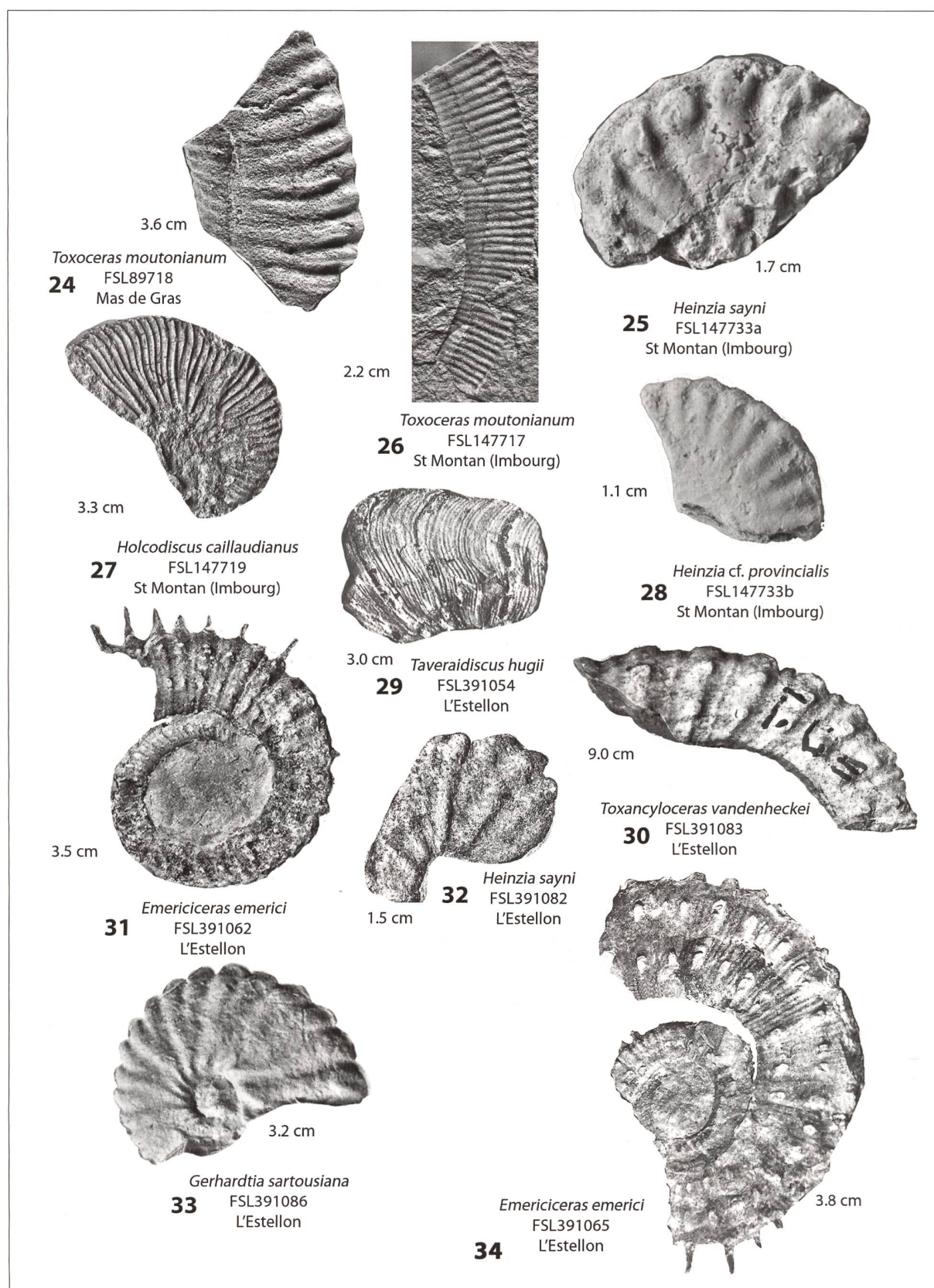


Planche 3

Ammonites du Bas-Vivarais (Mas de Gras, Imbourg) et des Baronnies (L'Estellon).

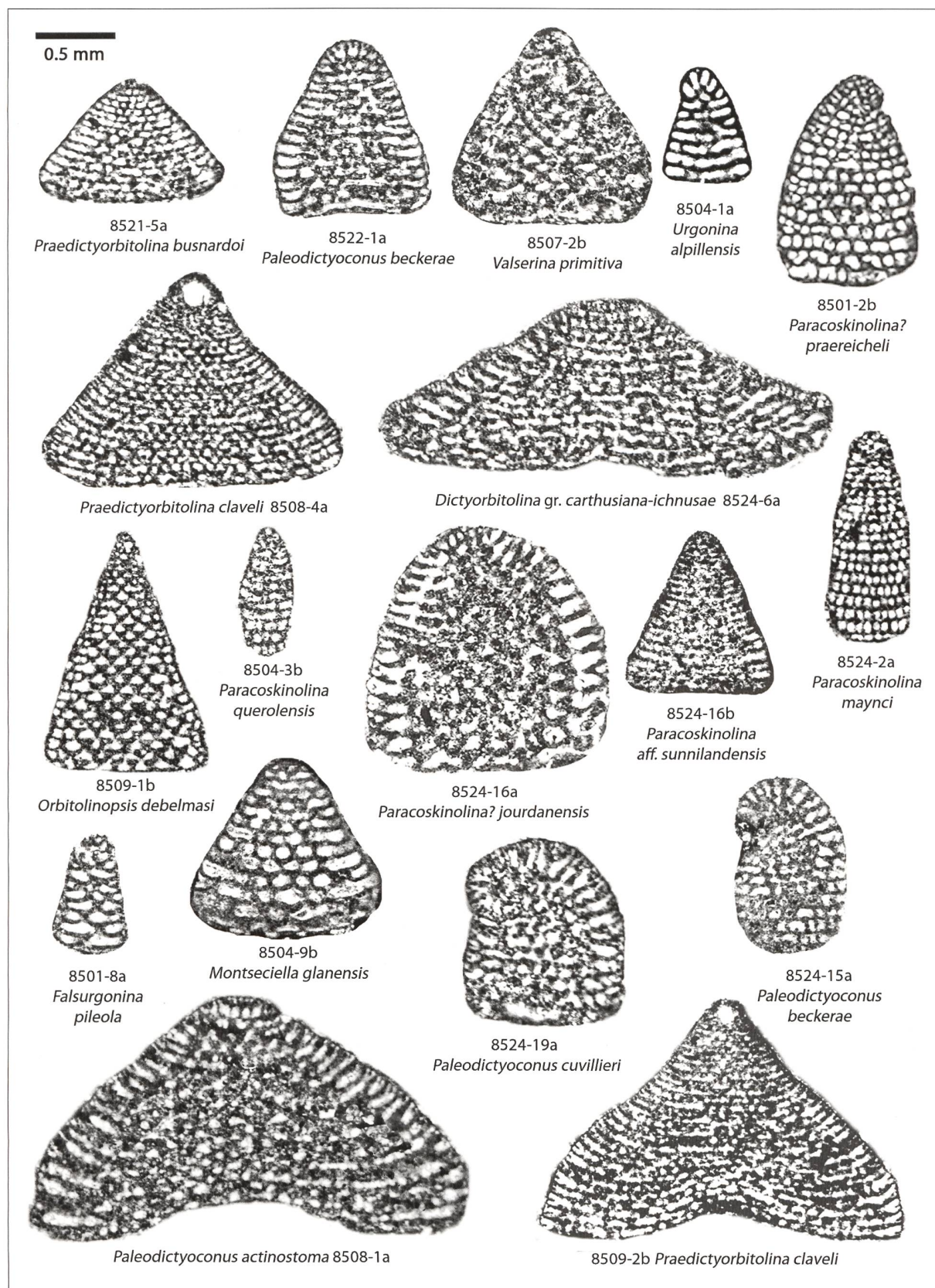


Planche 4

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe de la carrière d'Eclépens (Jura vaudois).

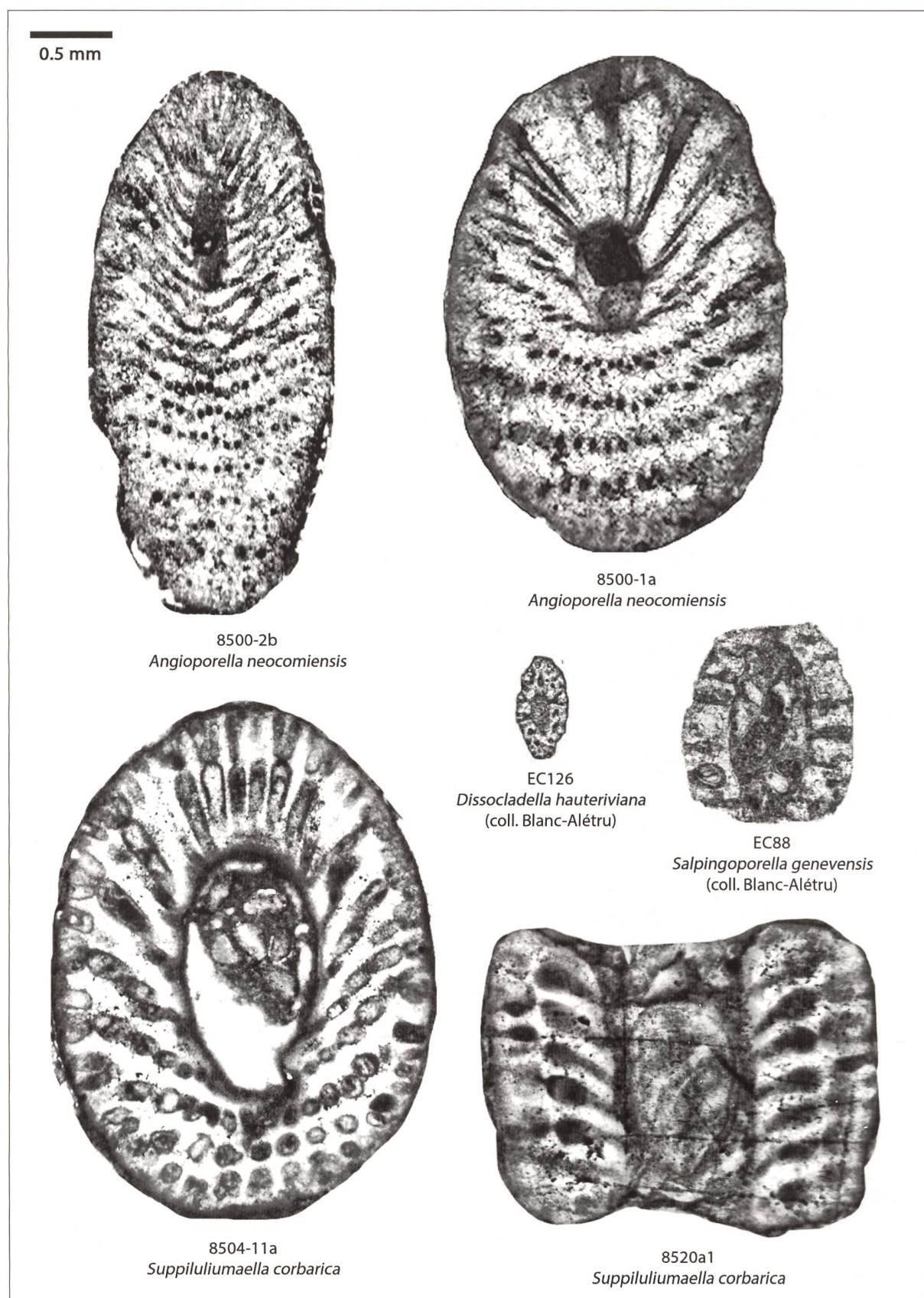


Planche 5

Dasycladales des Calcaires urgoniens de la coupe de la carrière d'Eclépens (Jura vaudois).

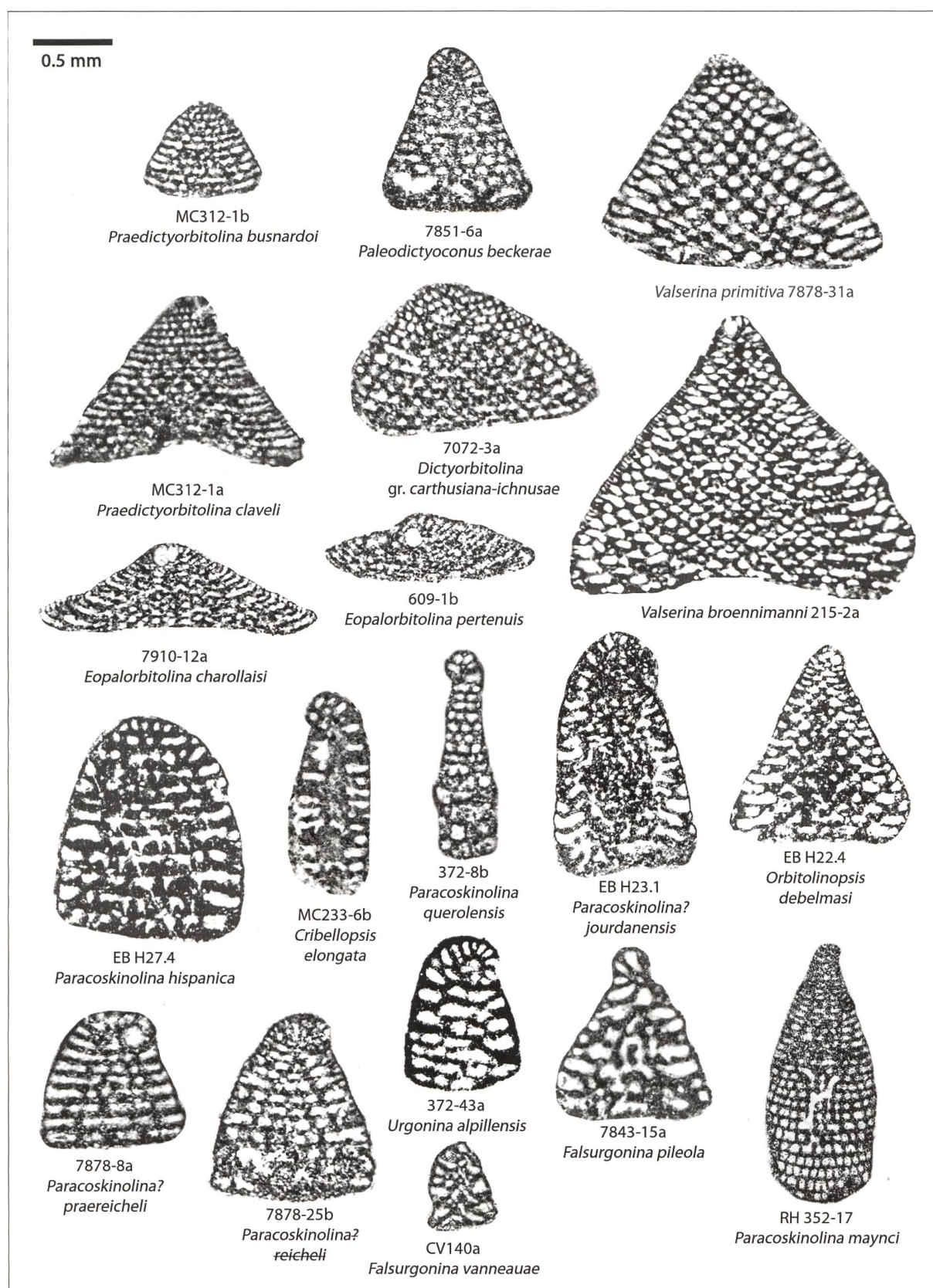


Planche 6

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la vallée de la Valserine (coupe du Rocher des Hirondelles – Jura méridional).

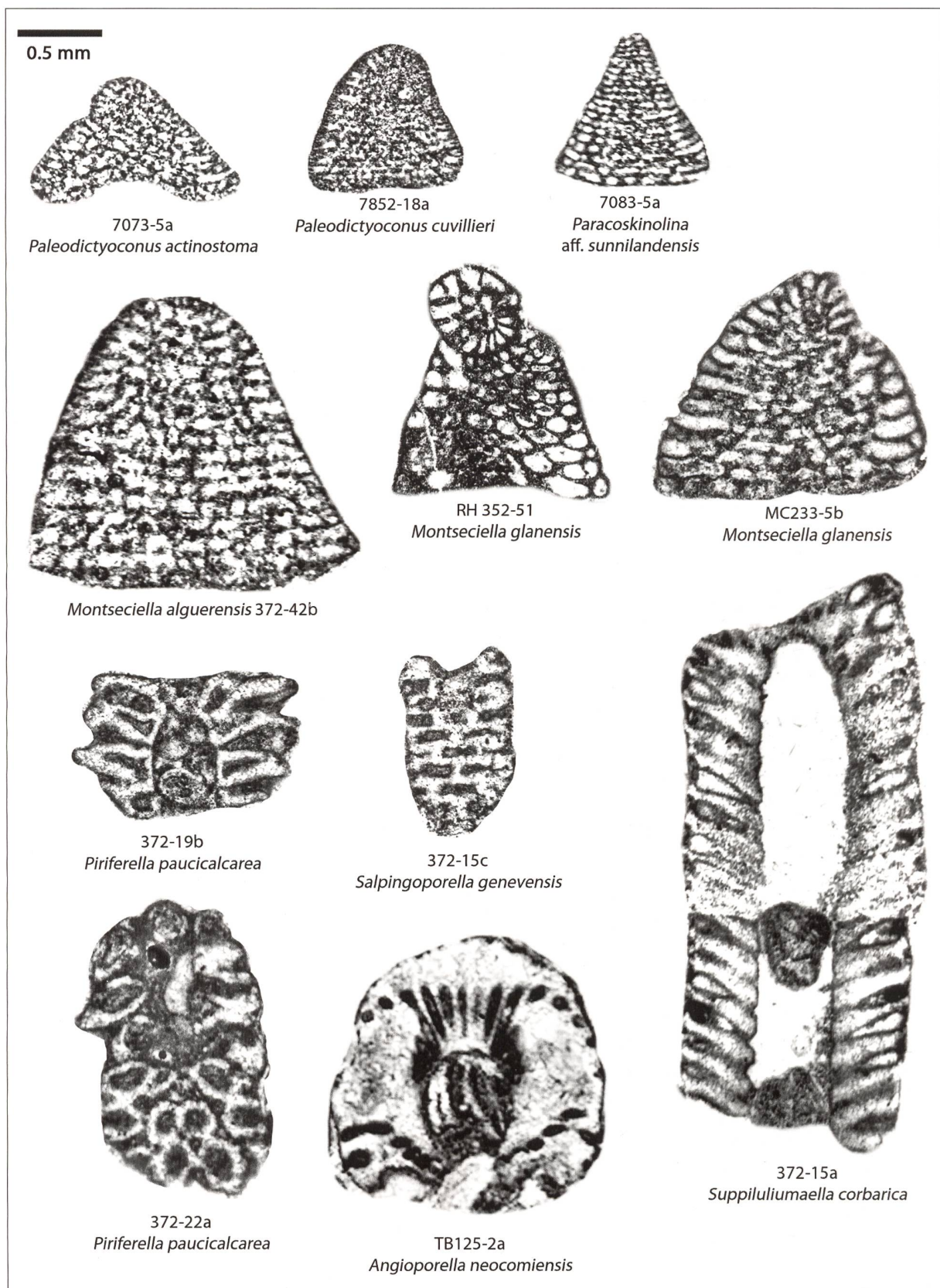


Planche 7

Orbitolinidés et dasycladales des Calcaires urgoniens de la vallée de la Valserine (coupe du Rocher des Hirondelles – Jura méridional).

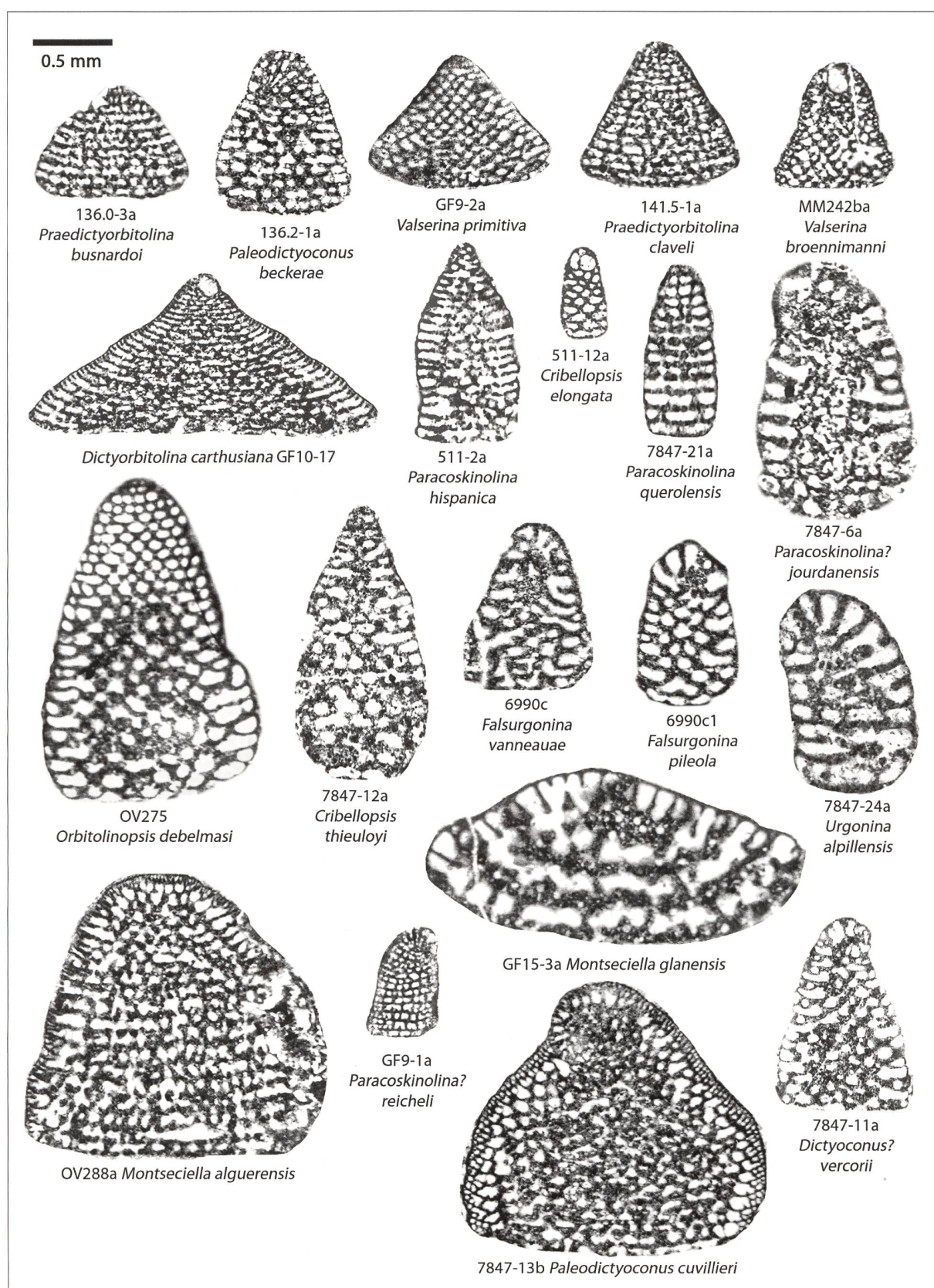


Planche 8

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe du Pas du Frou (Chartreuse).

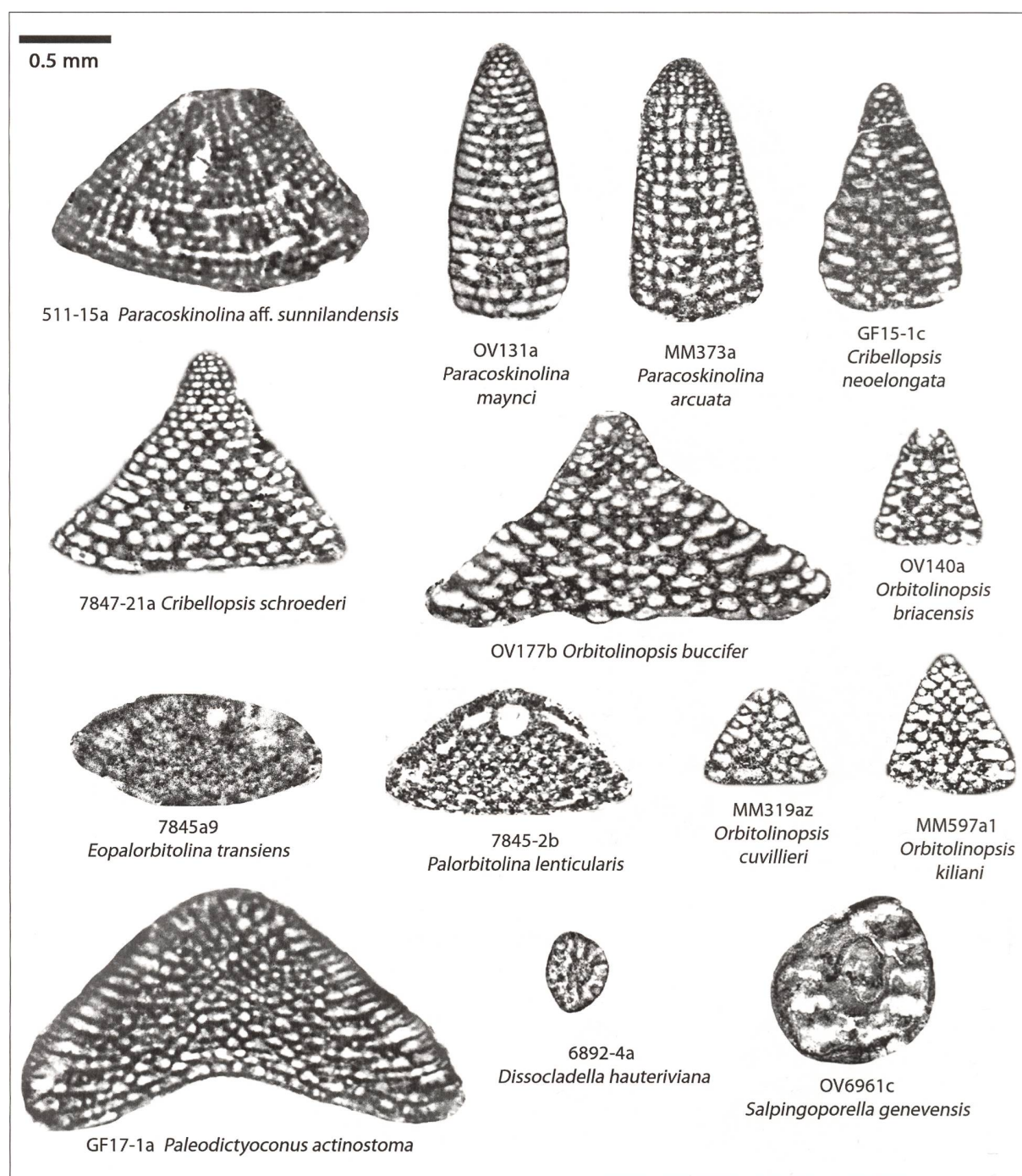


Planche 9

Orbitolinidés et dasycladales des Calcaires urgoniens de la coupe du Pas du Frou (Chartreuse).

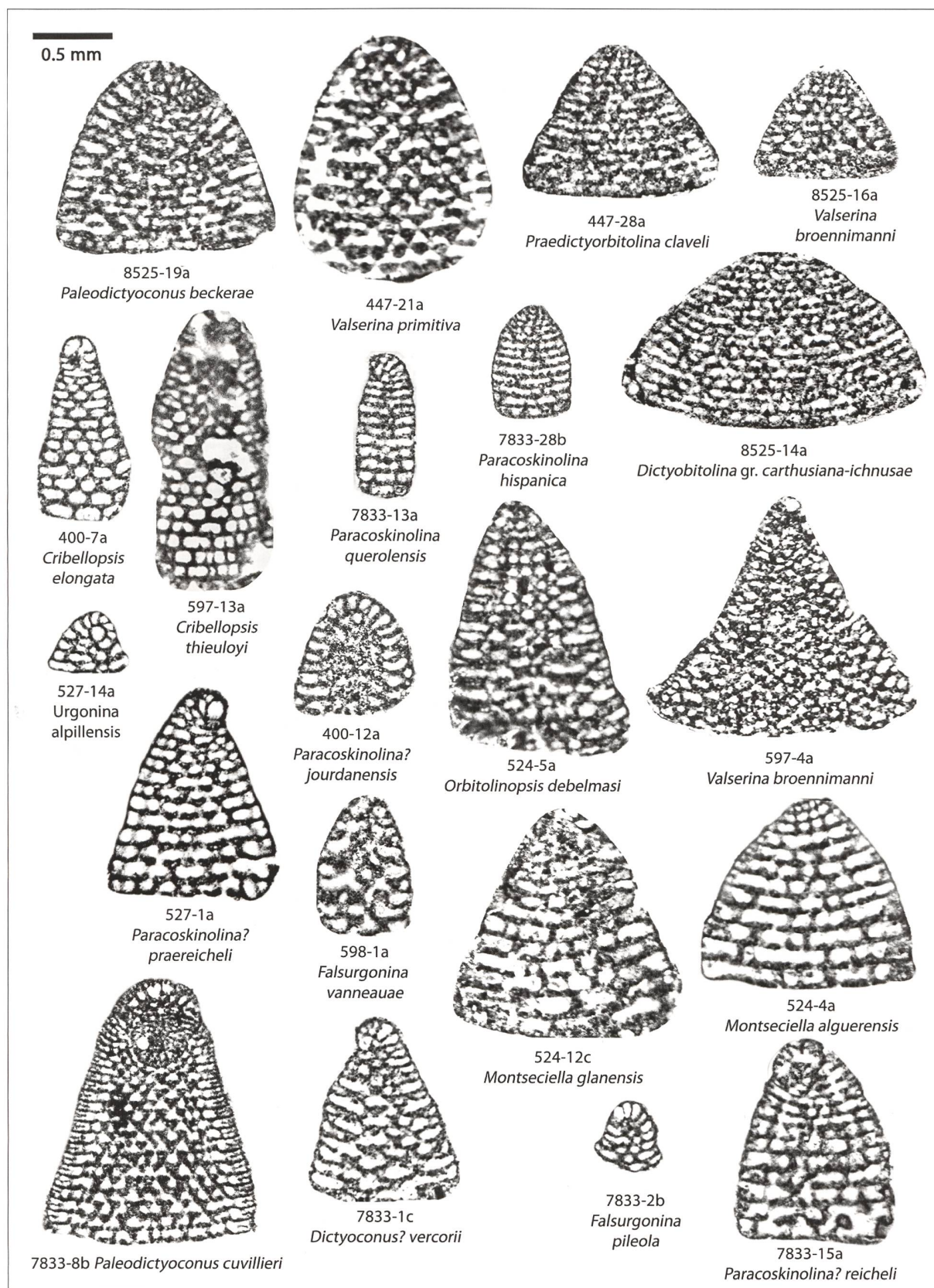


Planche 10

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe des Gorges du Nant (Vercors septentrional).

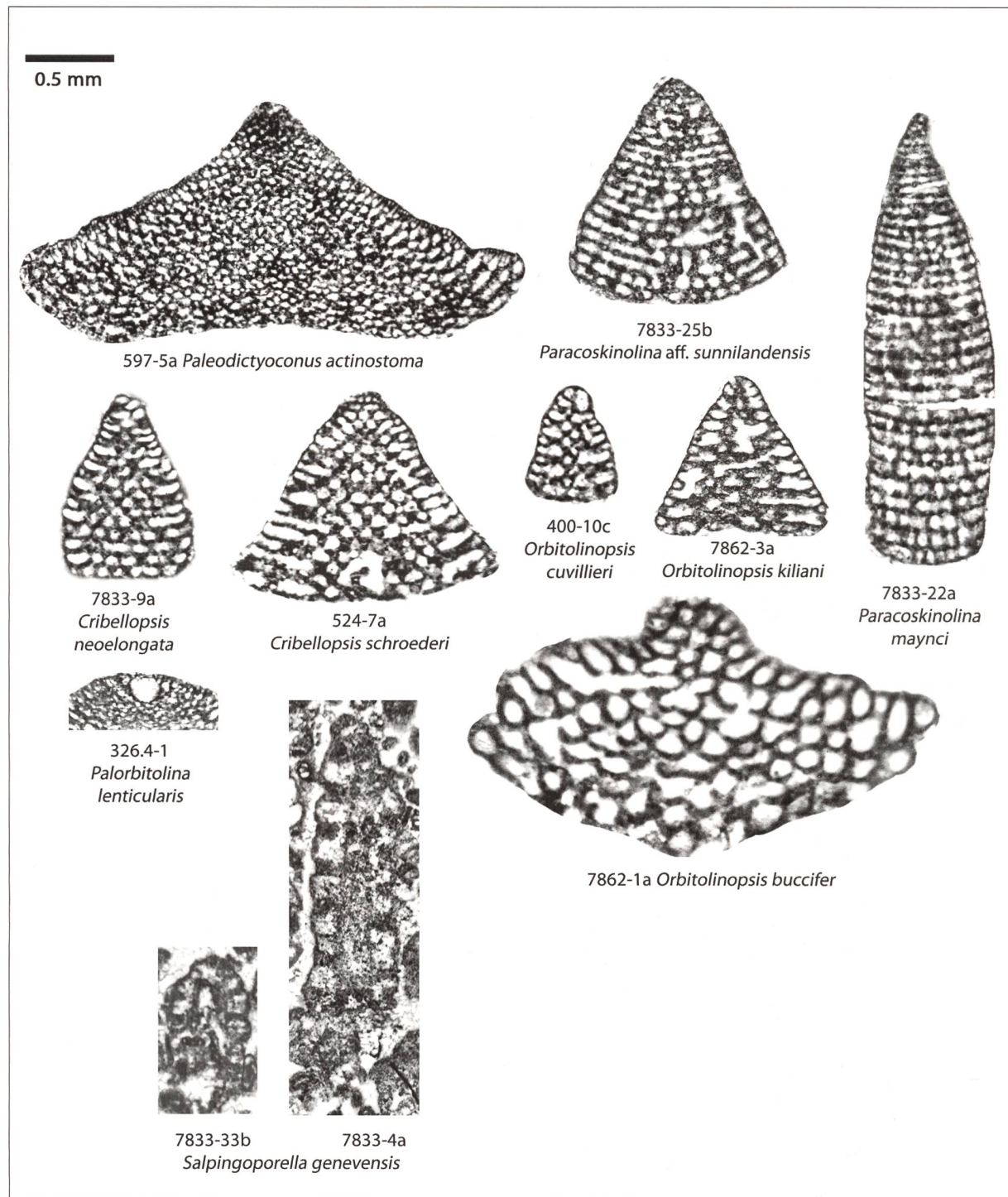


Planche 11

Orbitolinidés et dasycladales des Calcaires urgoniens de la coupe des Gorges du Nant (Vercors septentrional).

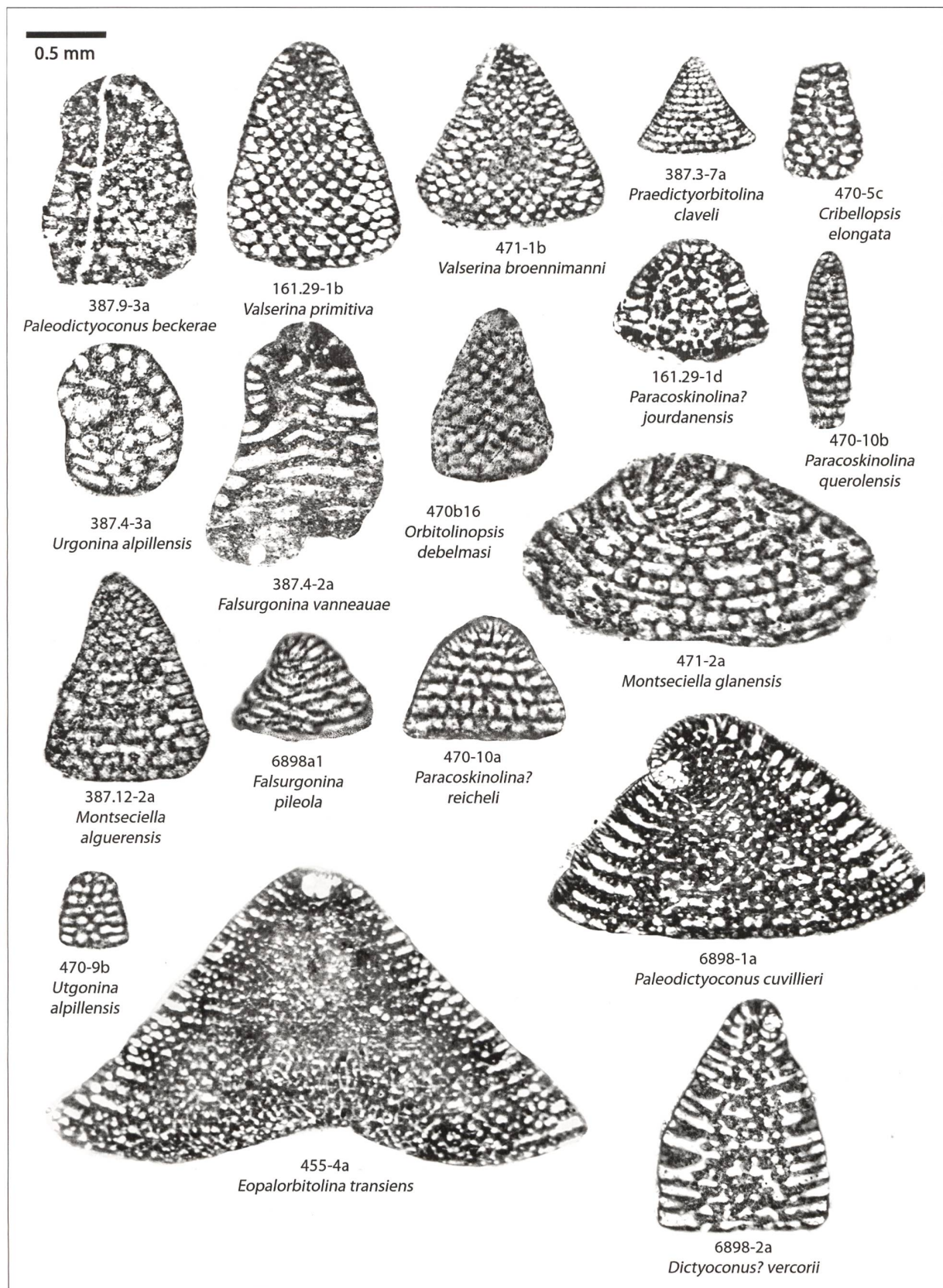


Planche 12

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe des Grands Goulets (Vercors septentrional).

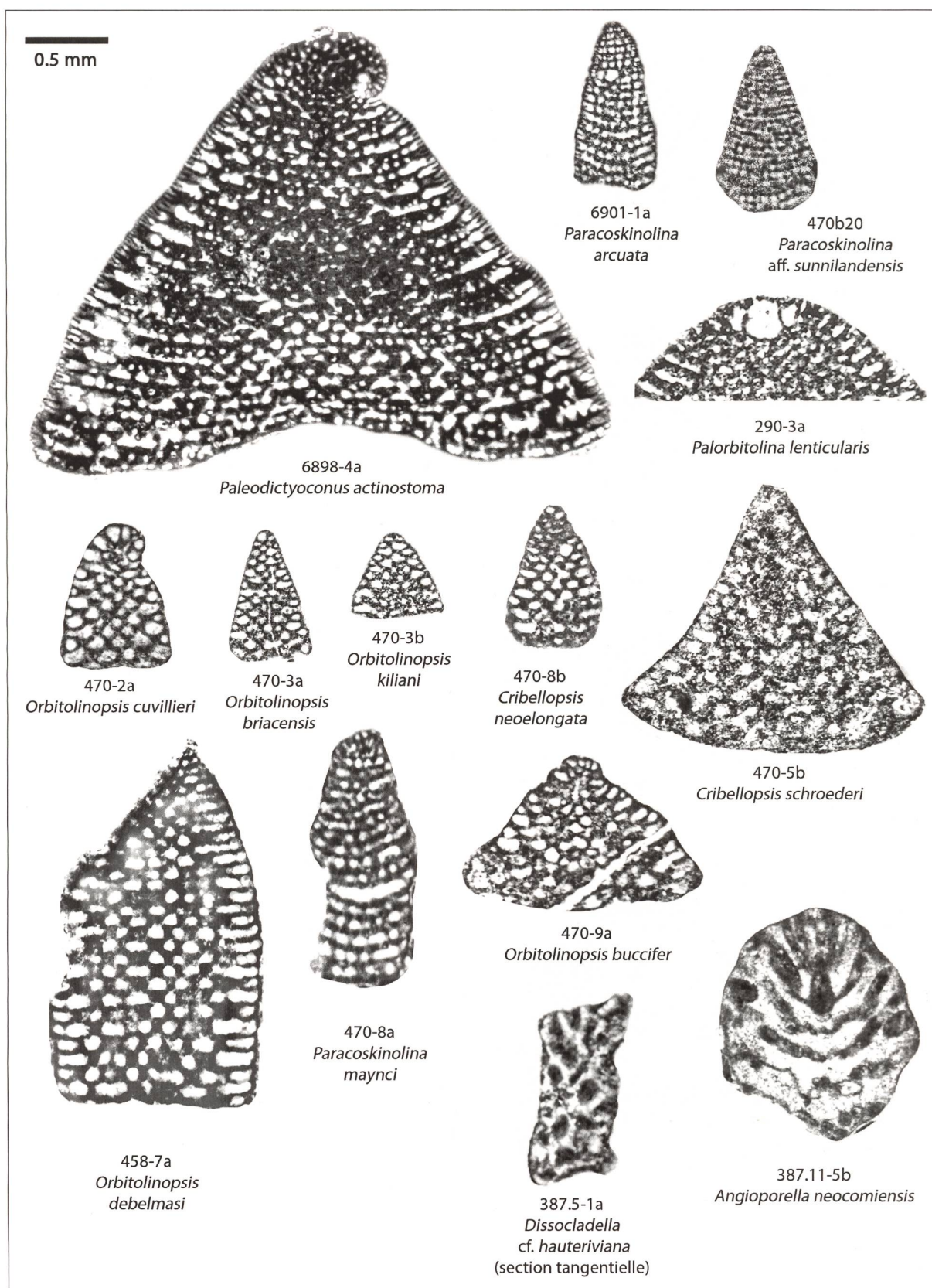


Planche 13

Orbitolinidés et dasycladales des Calcaires urgoniens de la coupe des Grands Goulets (Vercors septentrional).

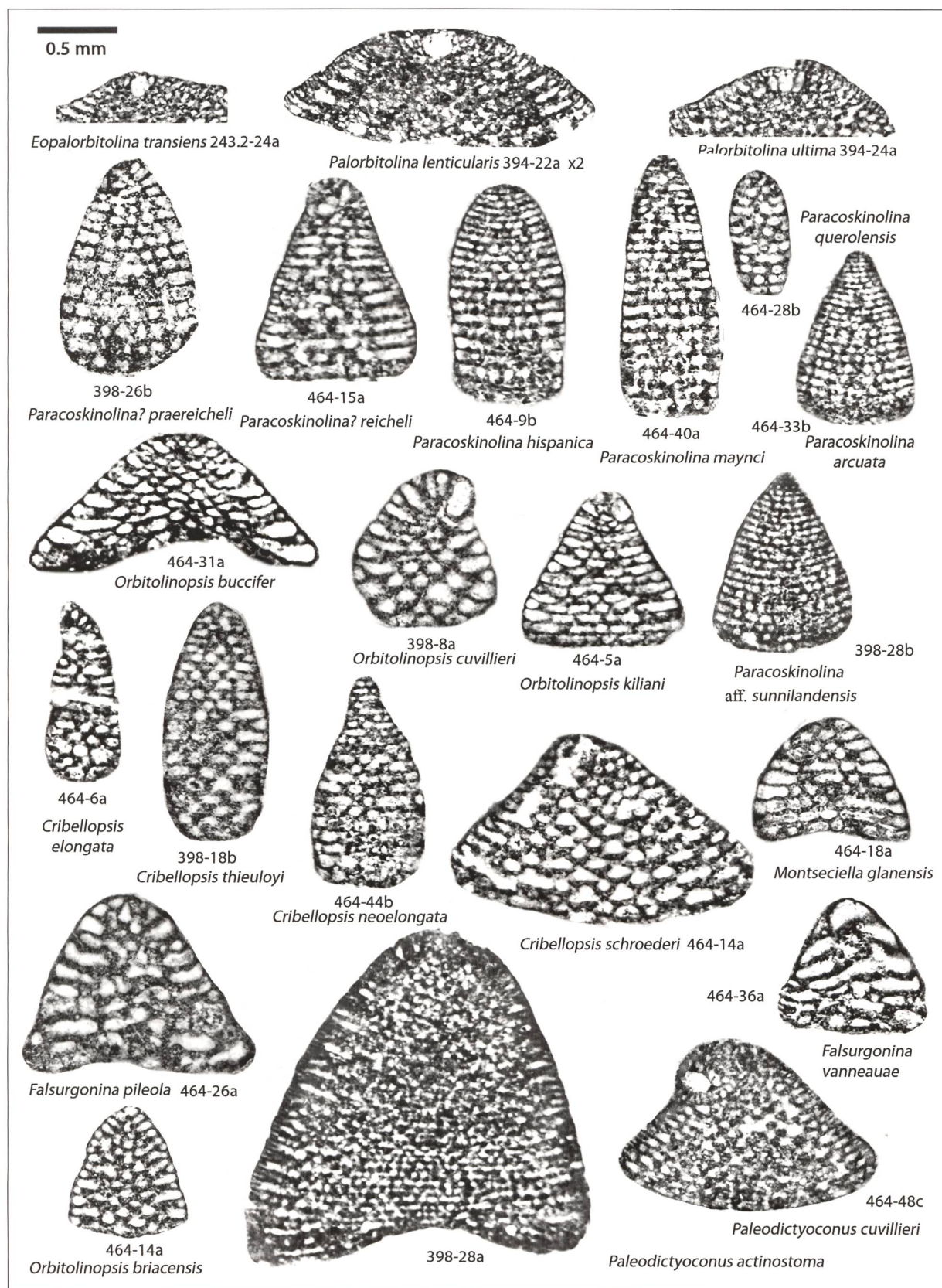


Planche 14

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe de La Béguère (Vercors méridional).

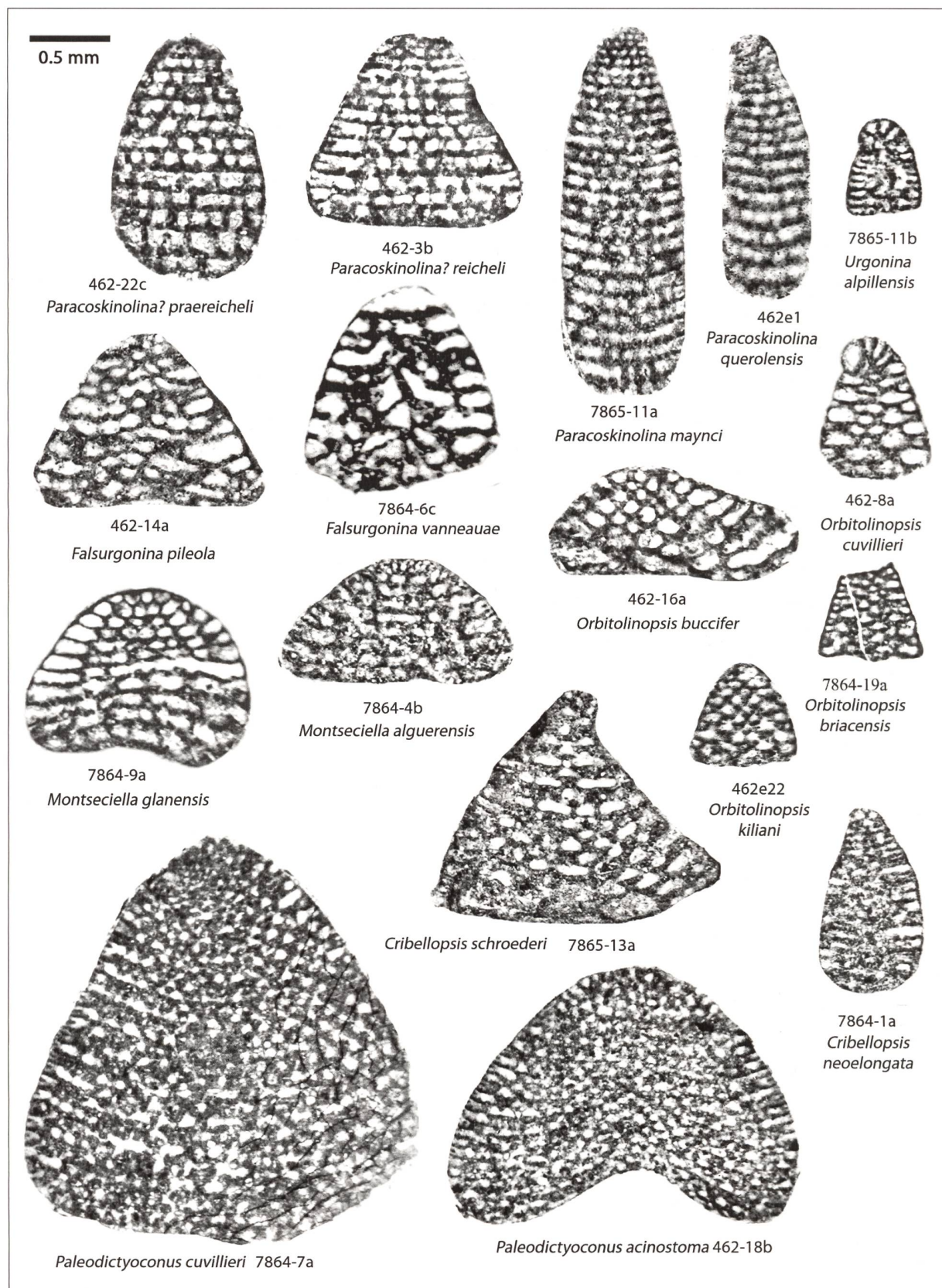


Planche 15

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe du Col de Rousset (Vercors méridional).

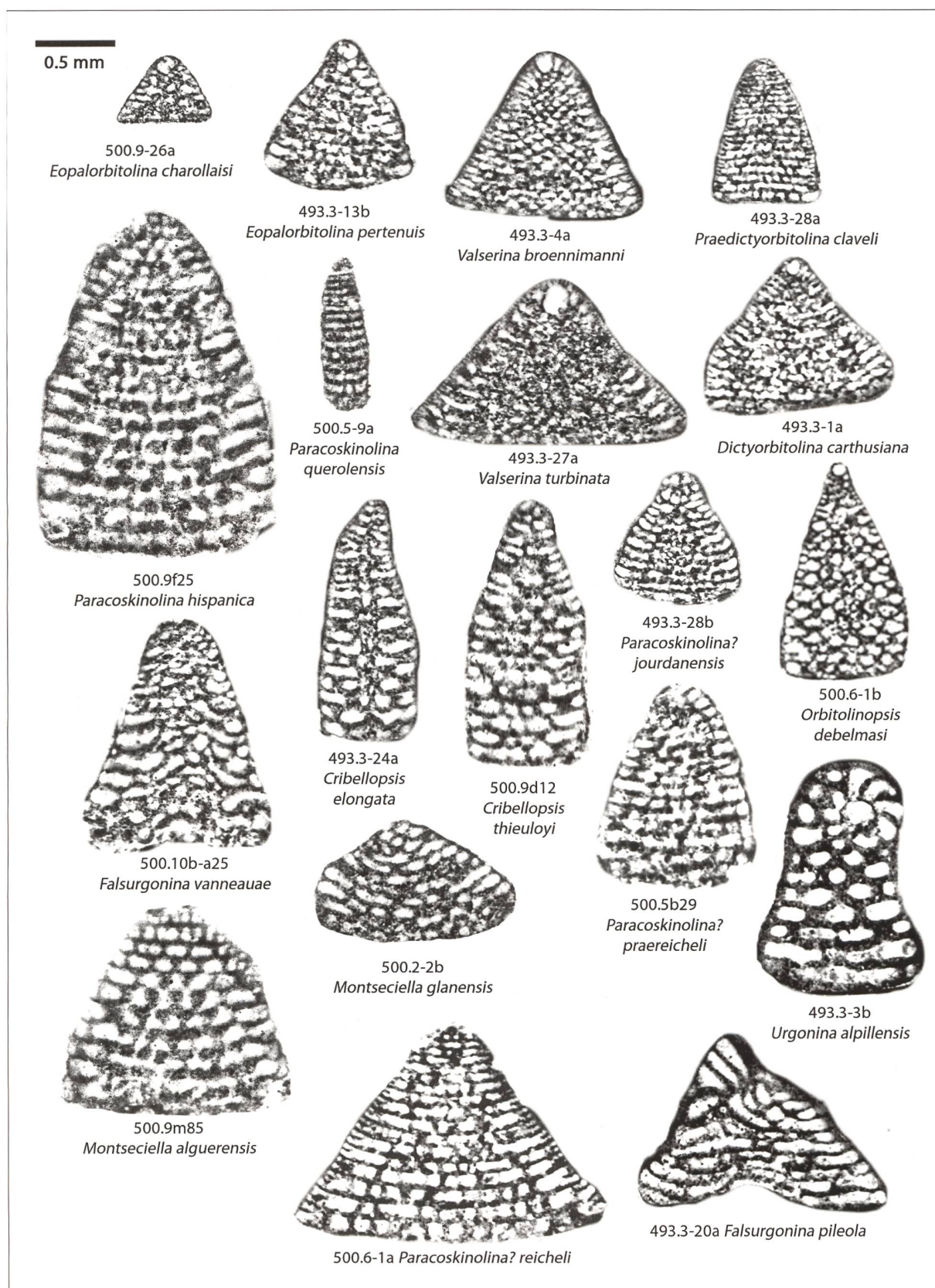


Planche 16

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe du Col de la Serre (Bas-Vivarais).

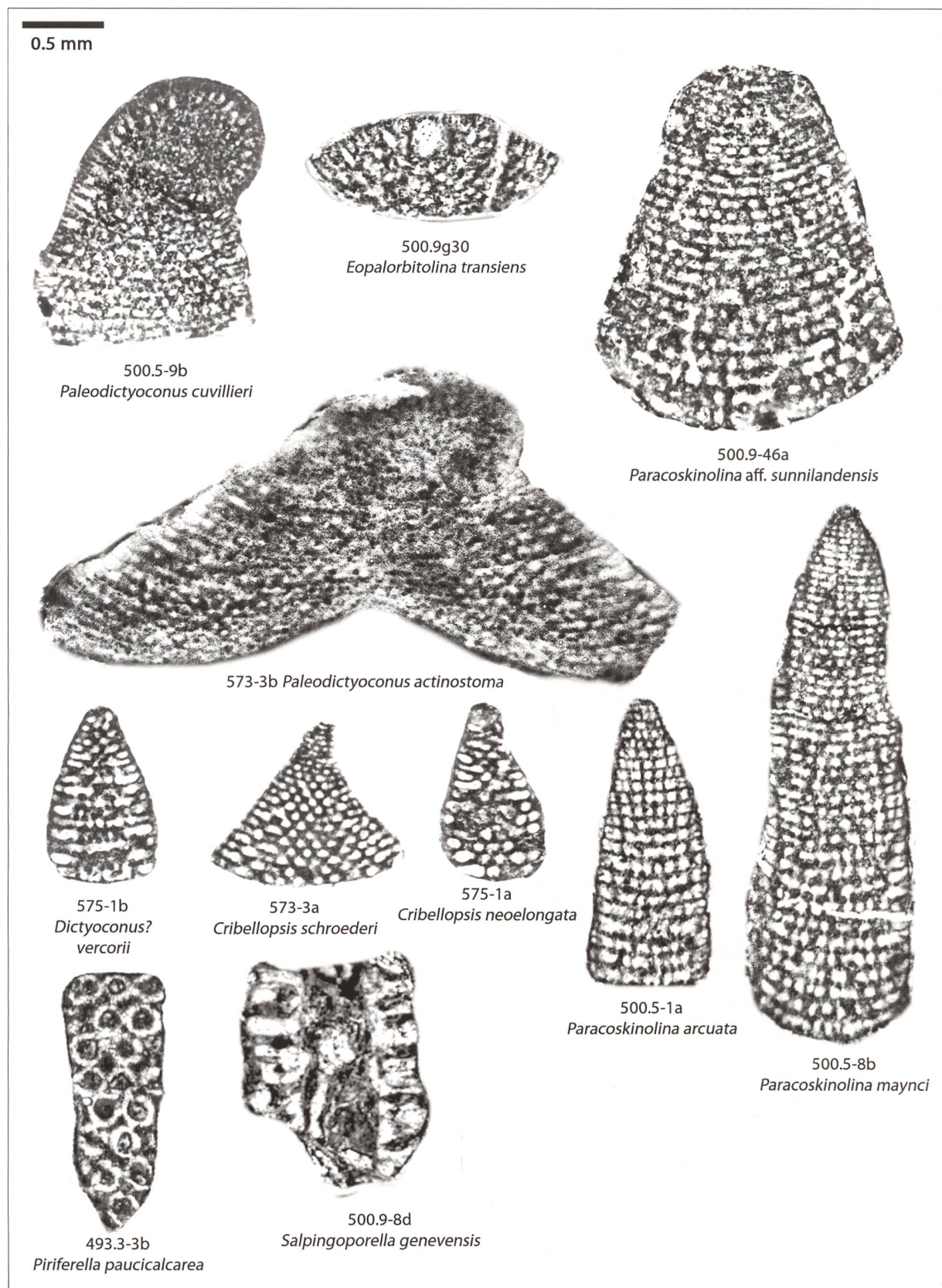


Planche 17

Orbitolinidés et dasycladales des Calcaires urgoniens de la coupe du Col de la Serre (Bas-Vivarais).

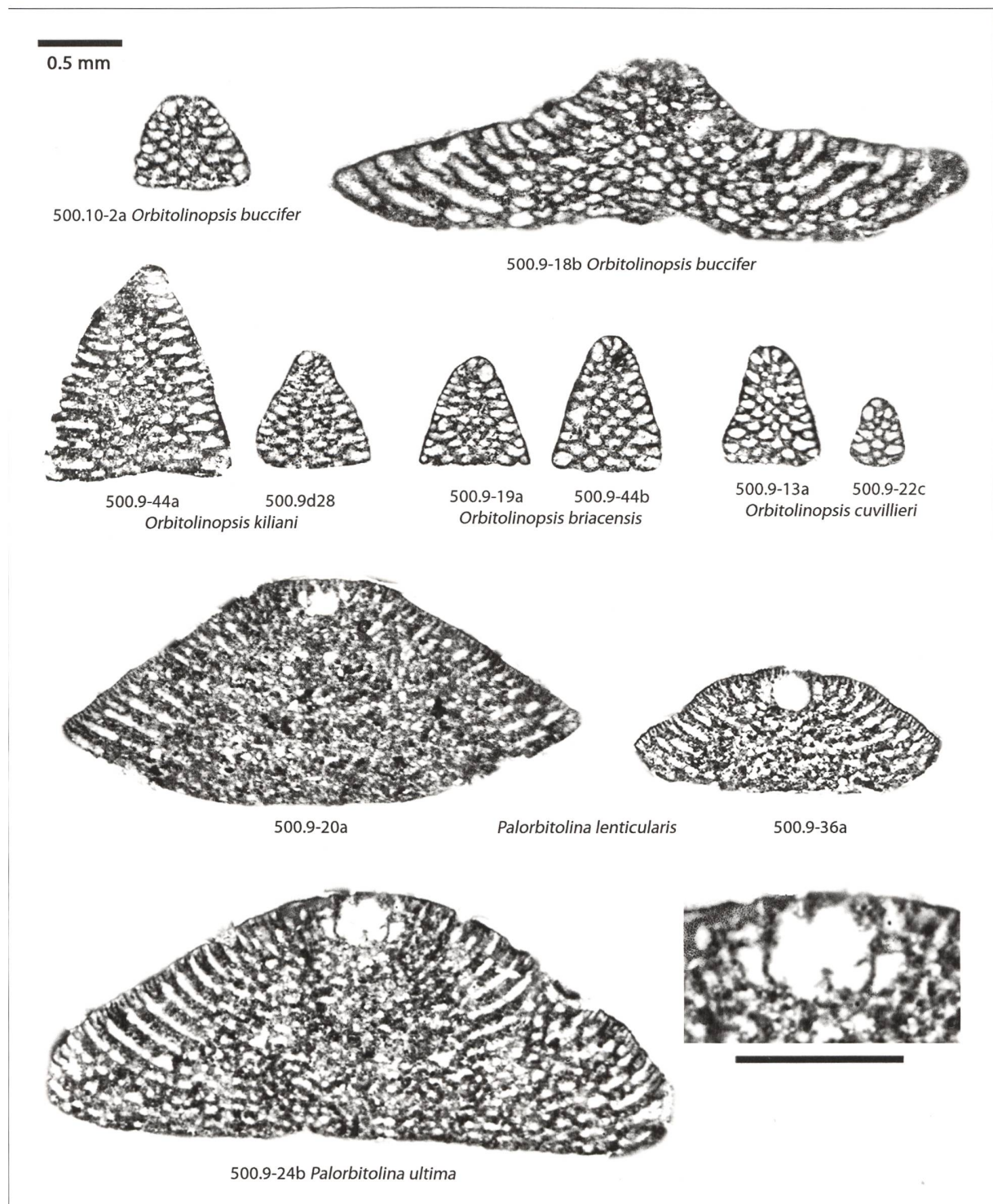


Planche 18

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe du Col de la Serre (Bas-Vivarais).

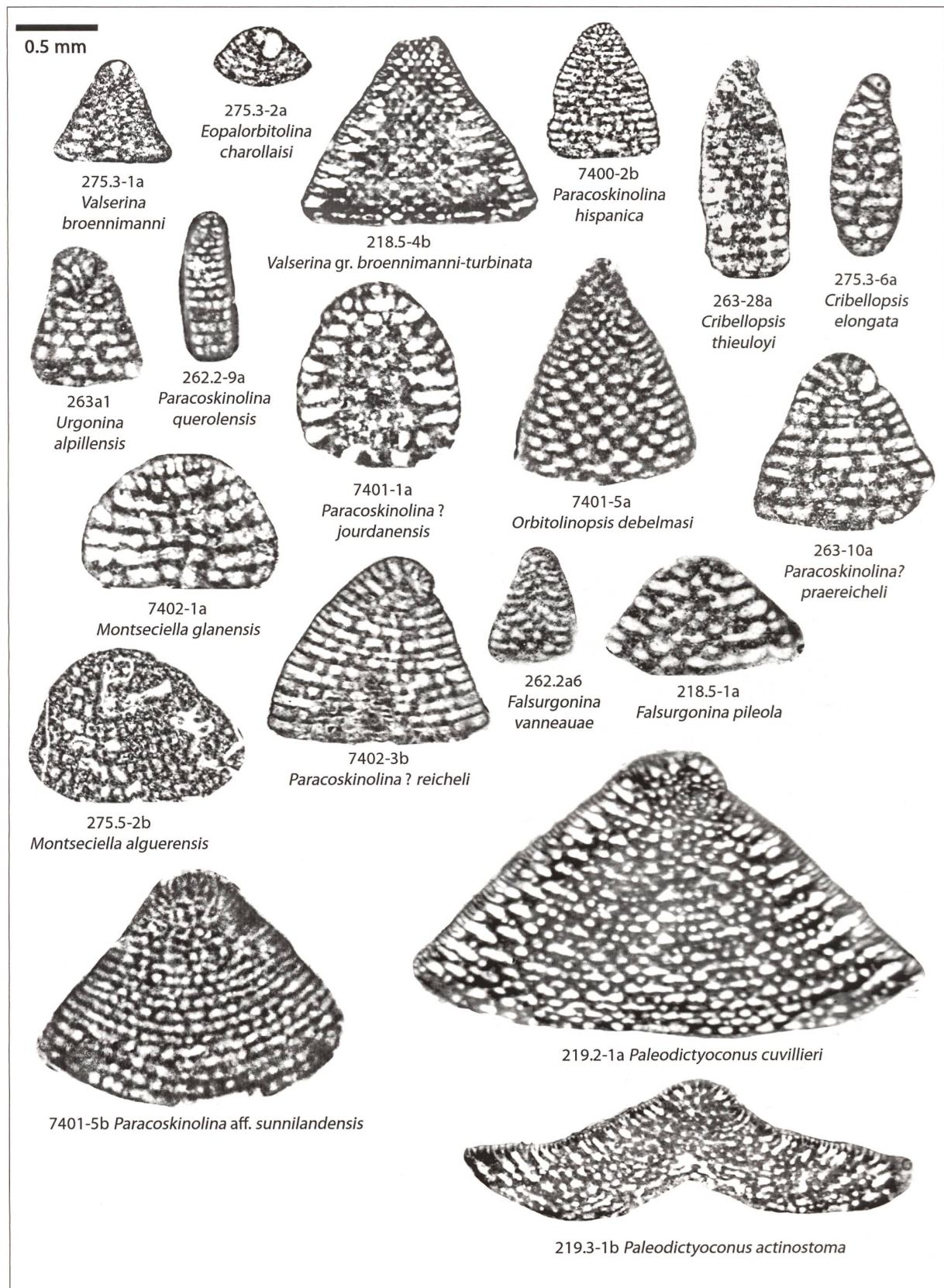


Planche 19

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe du Serre de Tourre (Bas-Vivaraïs).

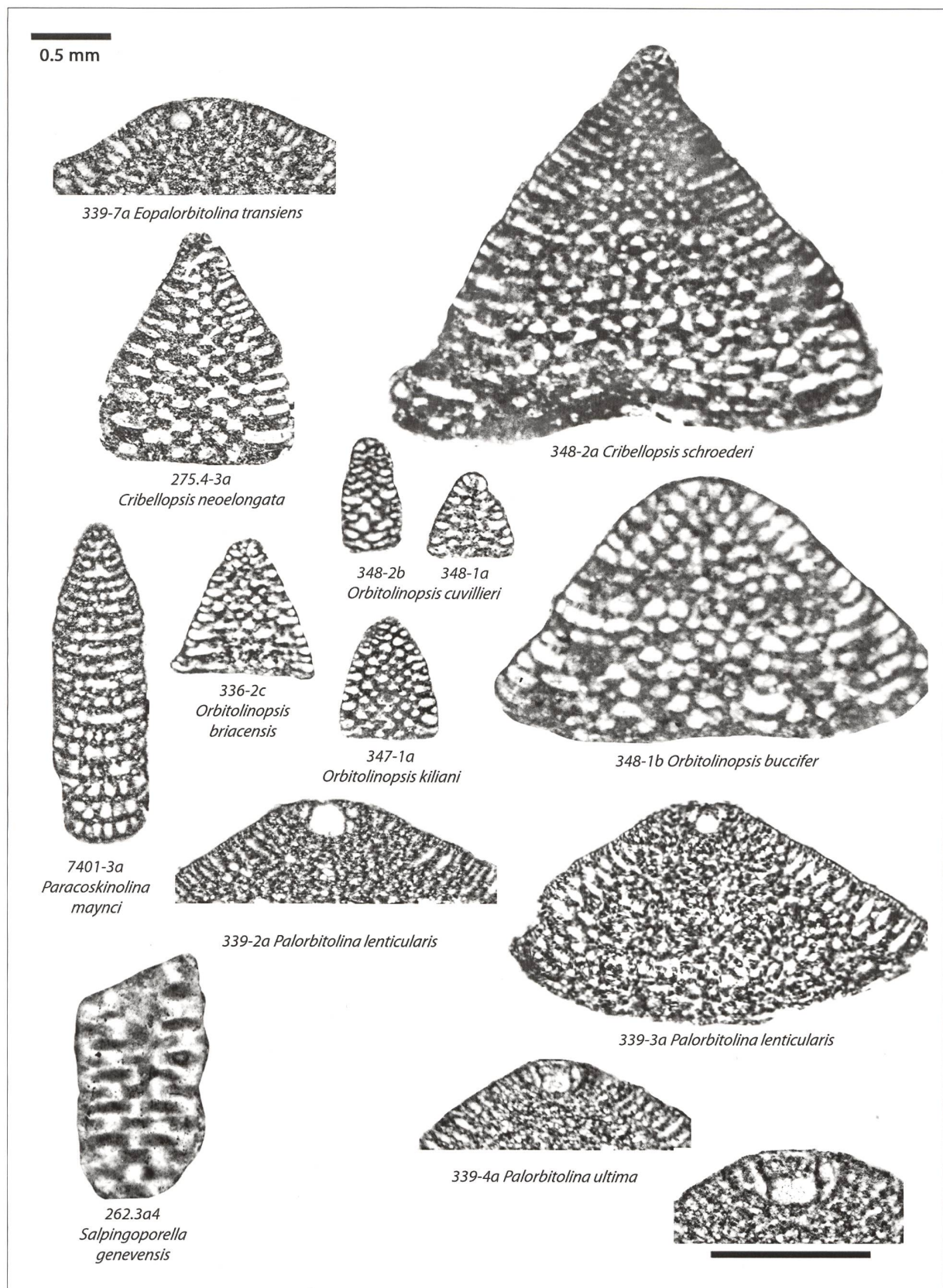


Planche 20

Orbitolinidés et dasycladale des Calcaires urgoniens de la coupe du Serre de Tourre (Bas-Vivarais).

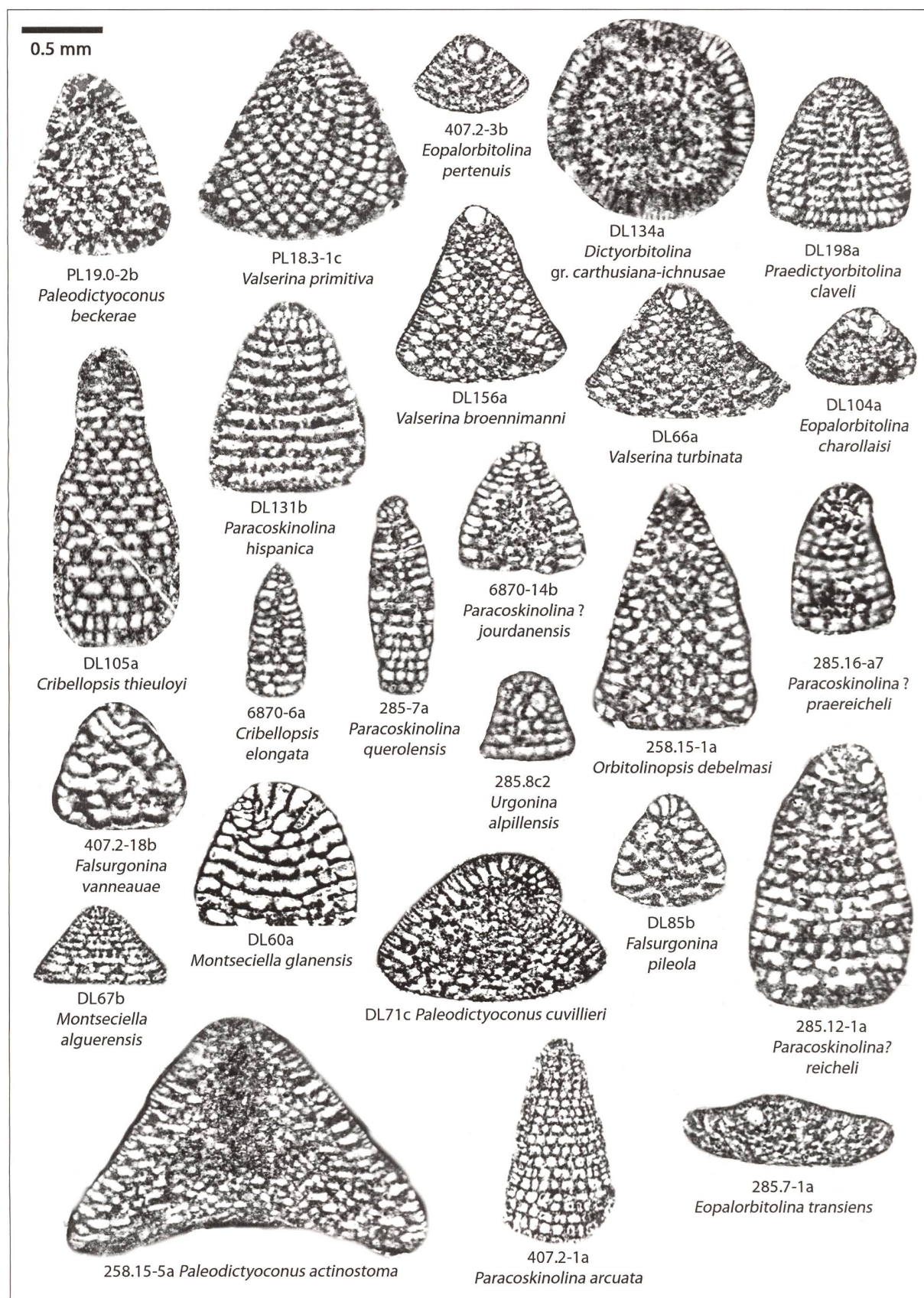


Planche 21

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe du Pont de Laval (Bas-Vivarais).

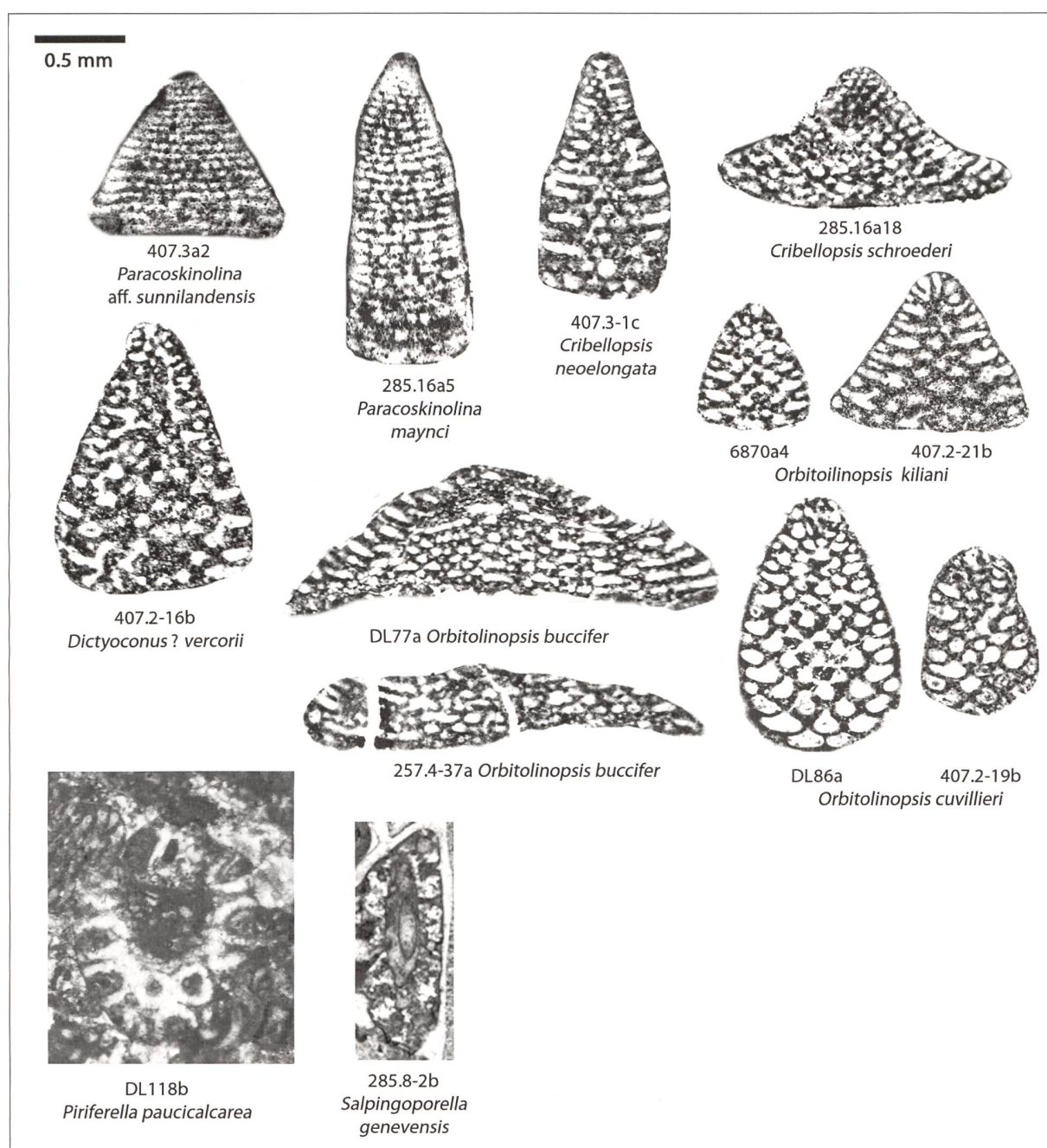


Planche 22

Orbitolinidés et dasycladales des Calcaires urgoniens de la coupe du Pont de Laval (Bas-Vivaraïs).

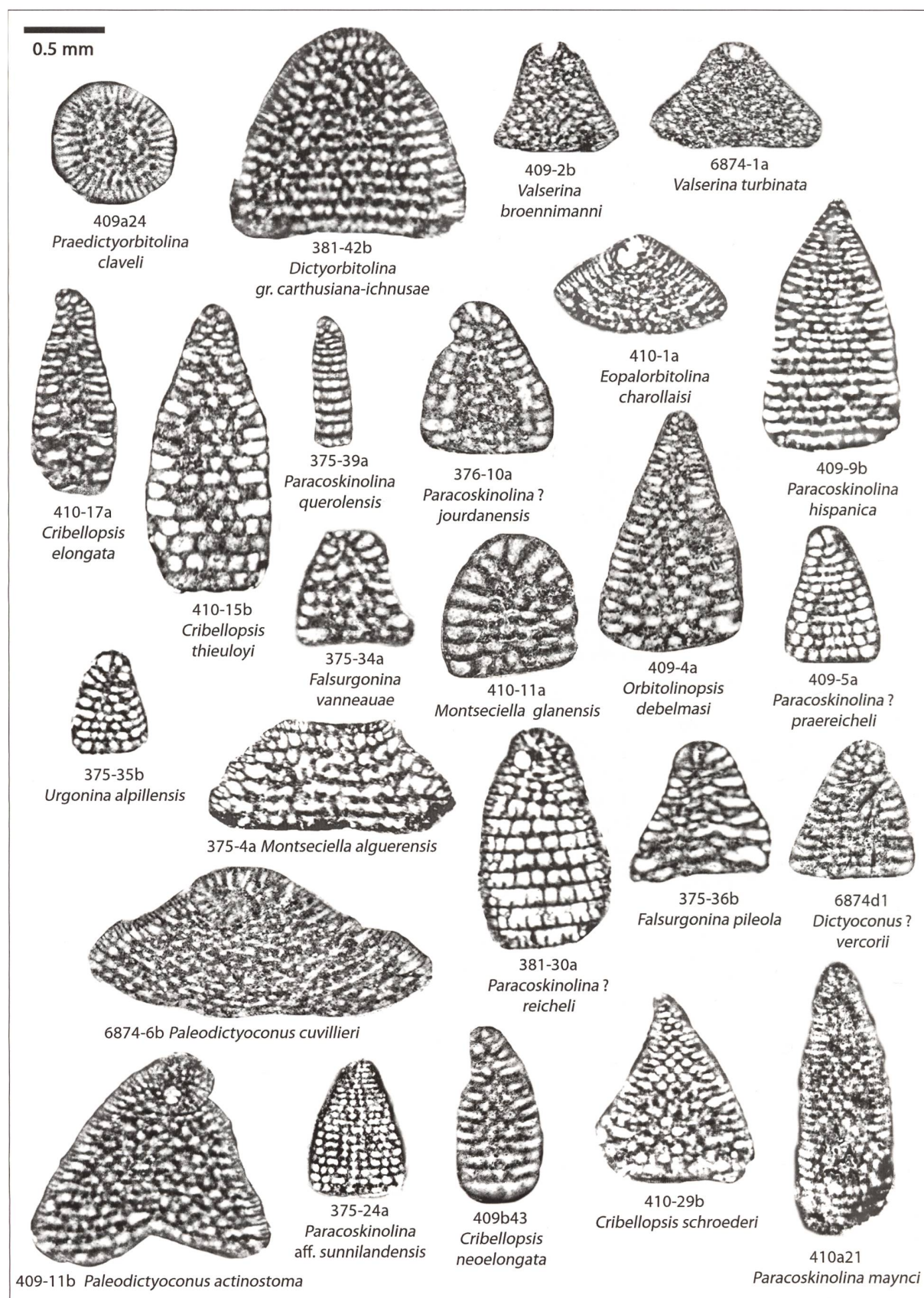


Planche 23

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe du Mas de Gras (Bas-Vivarais).

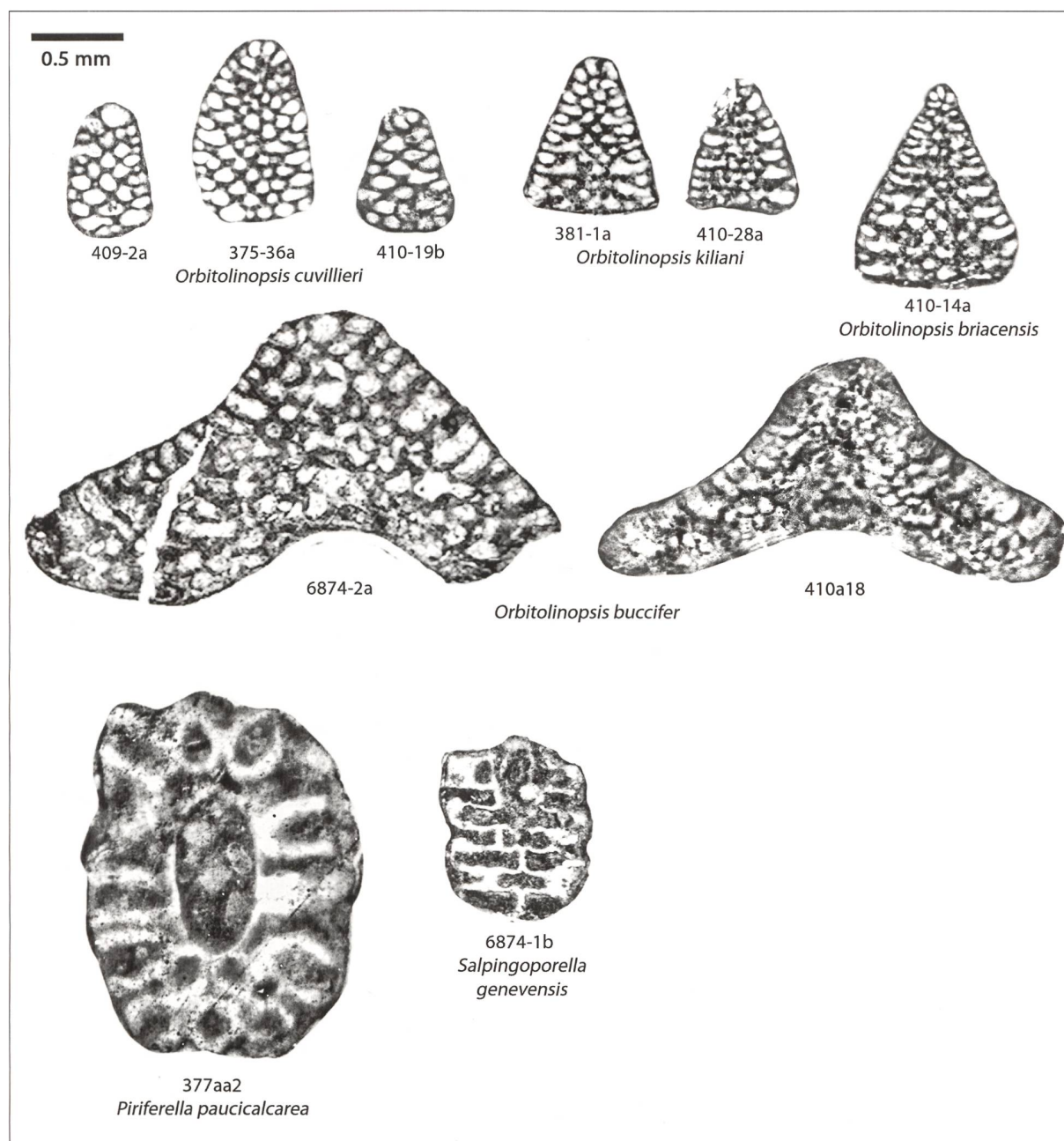


Planche 24

Orbitolinidés et dasycladales des Calcaires urgoniens de la coupe du Mas de Gras (Bas-Vivarais).

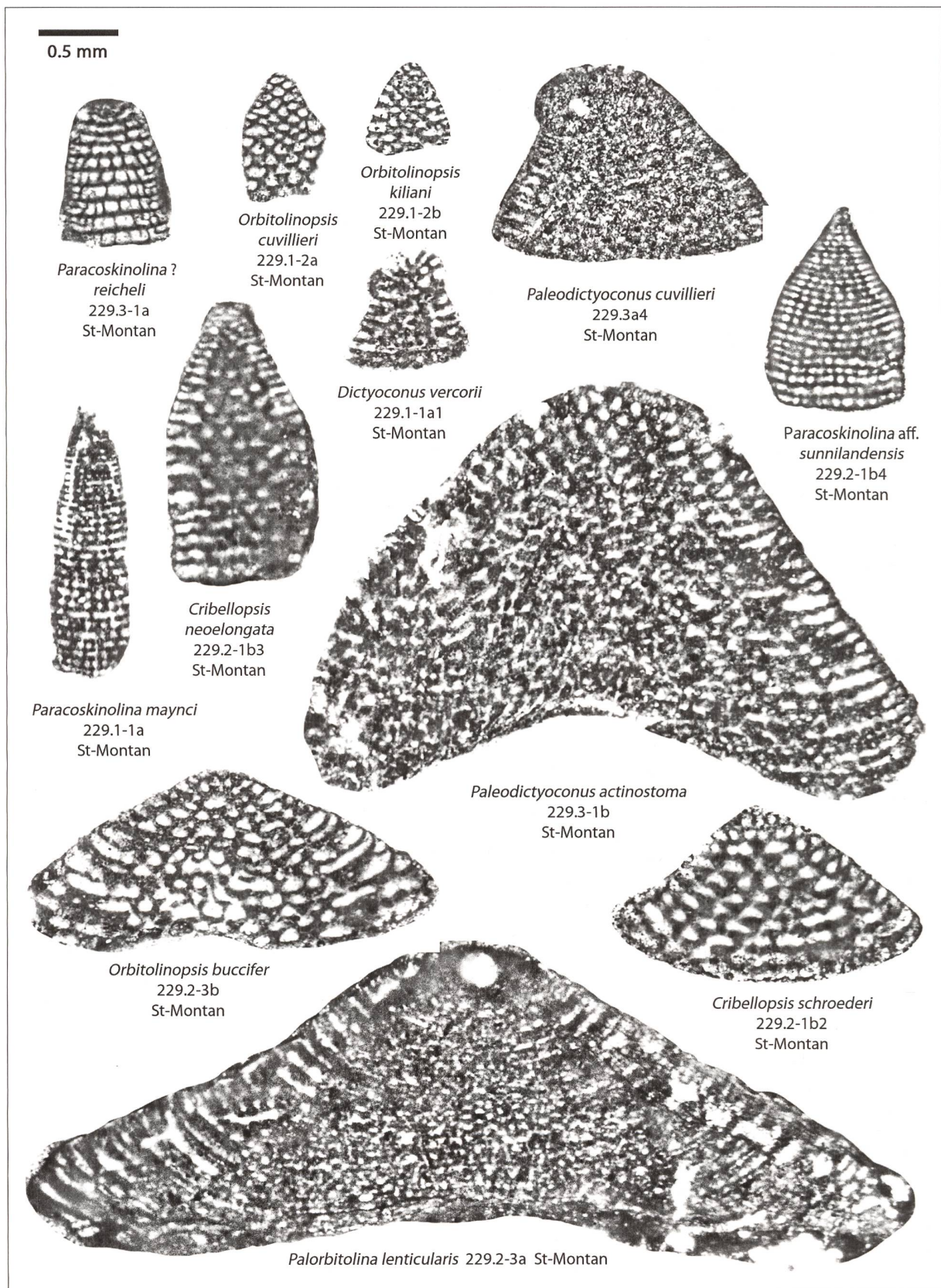


Planche 25

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe de St Montan (Bas-Vivaraïs).

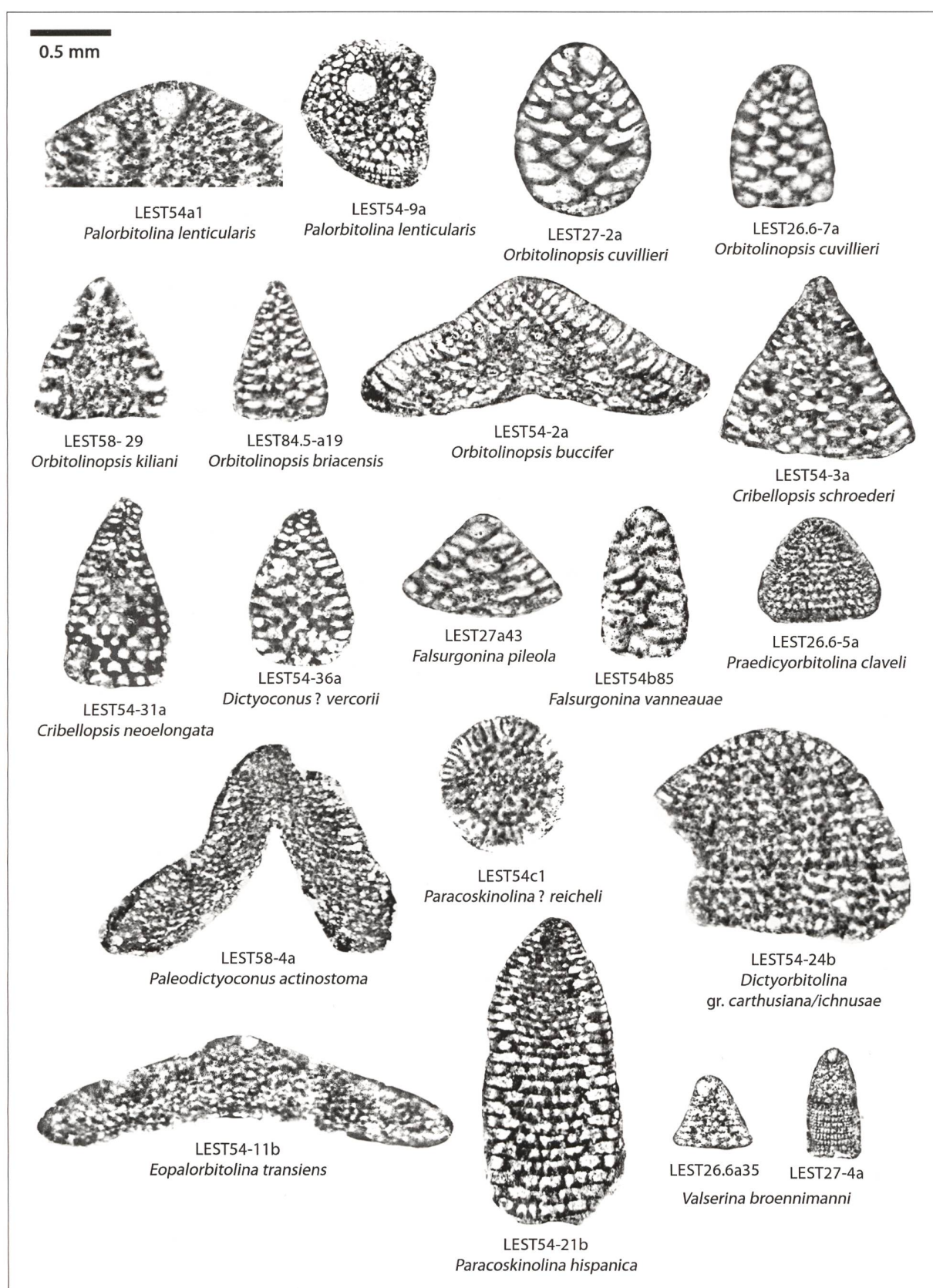


Planche 26

Orbitolinidés des coulées bioclastiques de la coupe de l'Estellon (Baronnies).

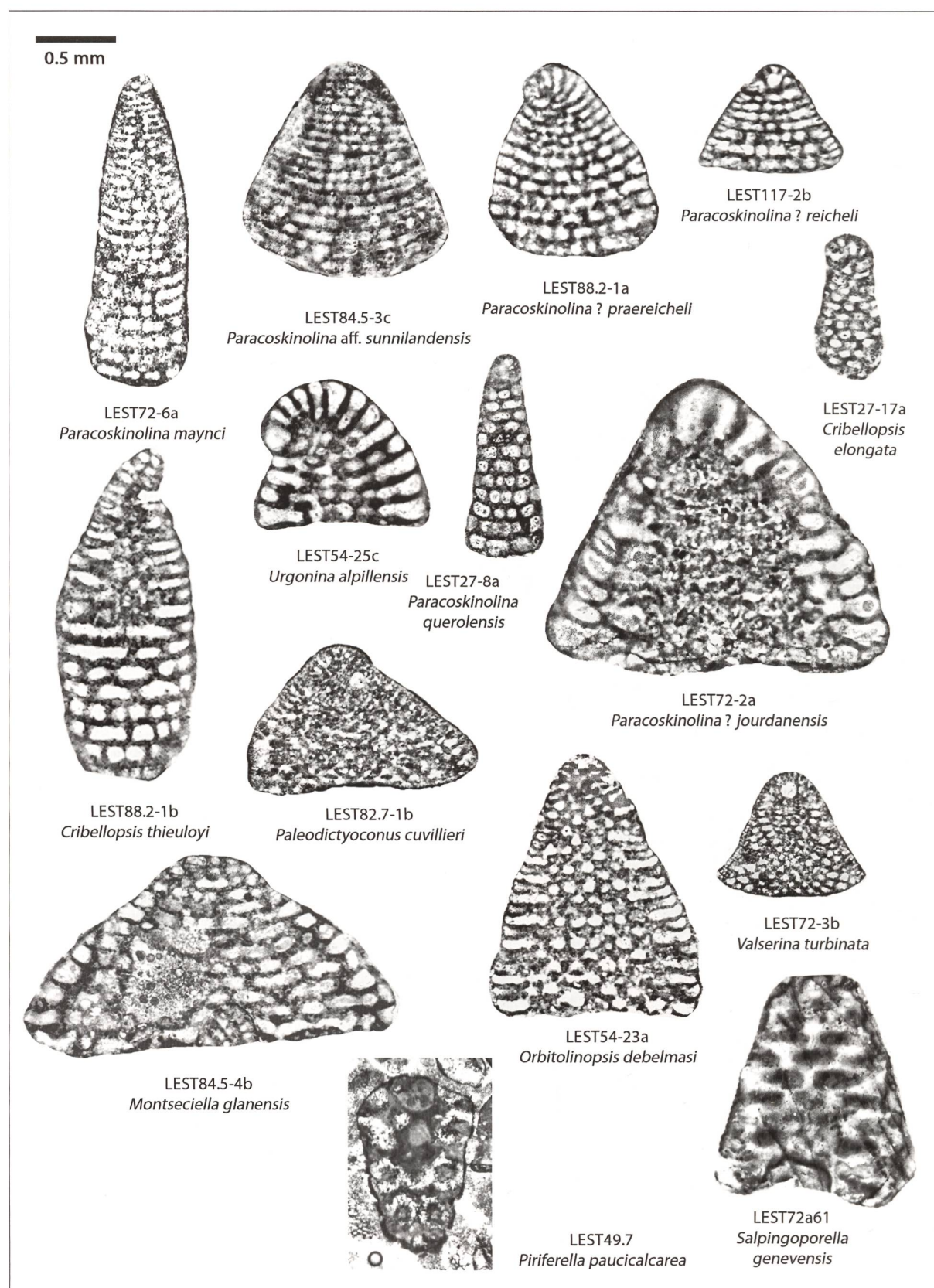


Planche 27

Orbitolinidés et dasycladales des coulées bioclastiques de la coupe de l'Estellon (Baronnies).

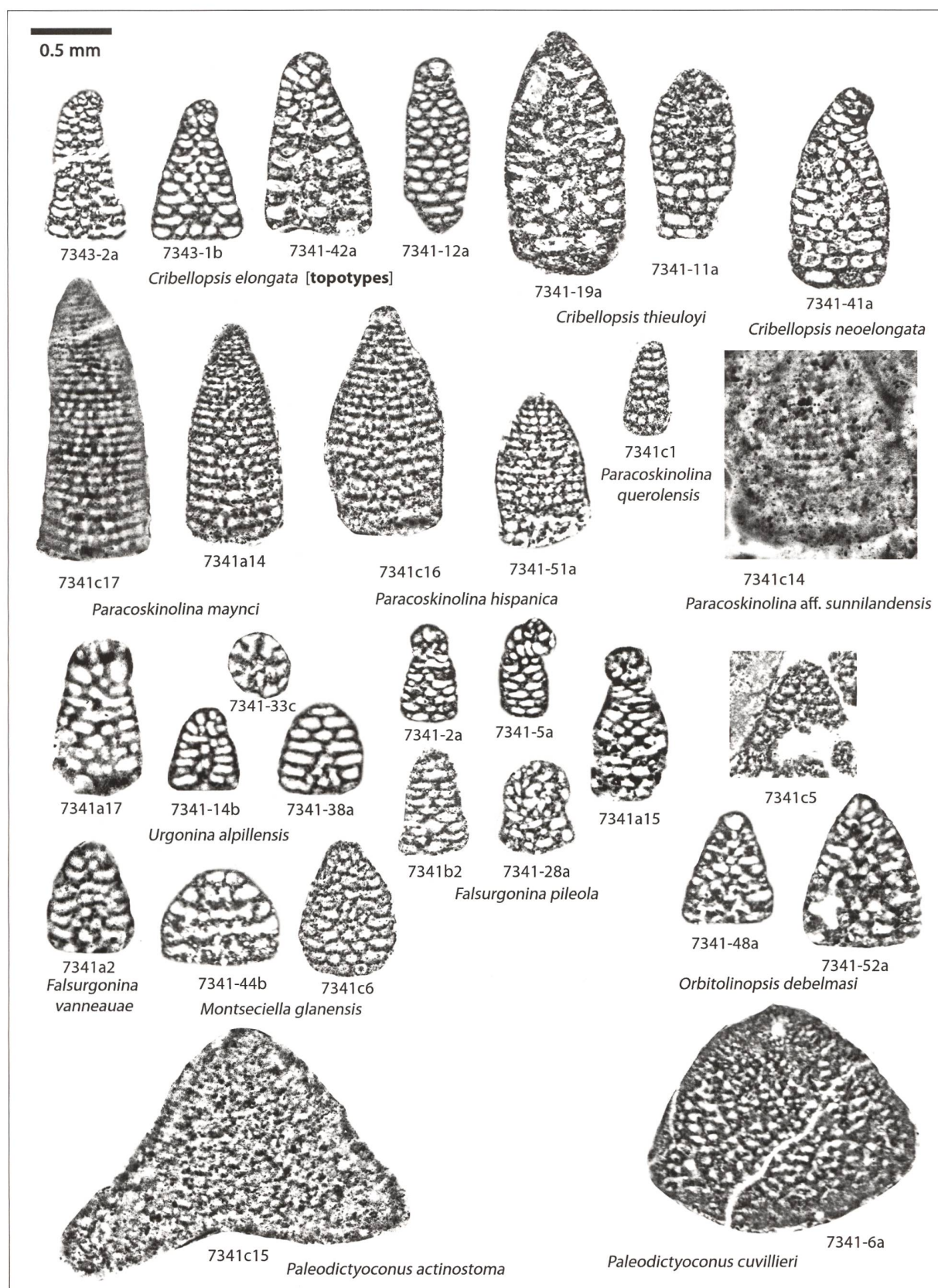


Planche 28

Orbitolinidés du sommet des Calcaires urgoniens de la coupe de Cassis-La Bédoule (Provence).

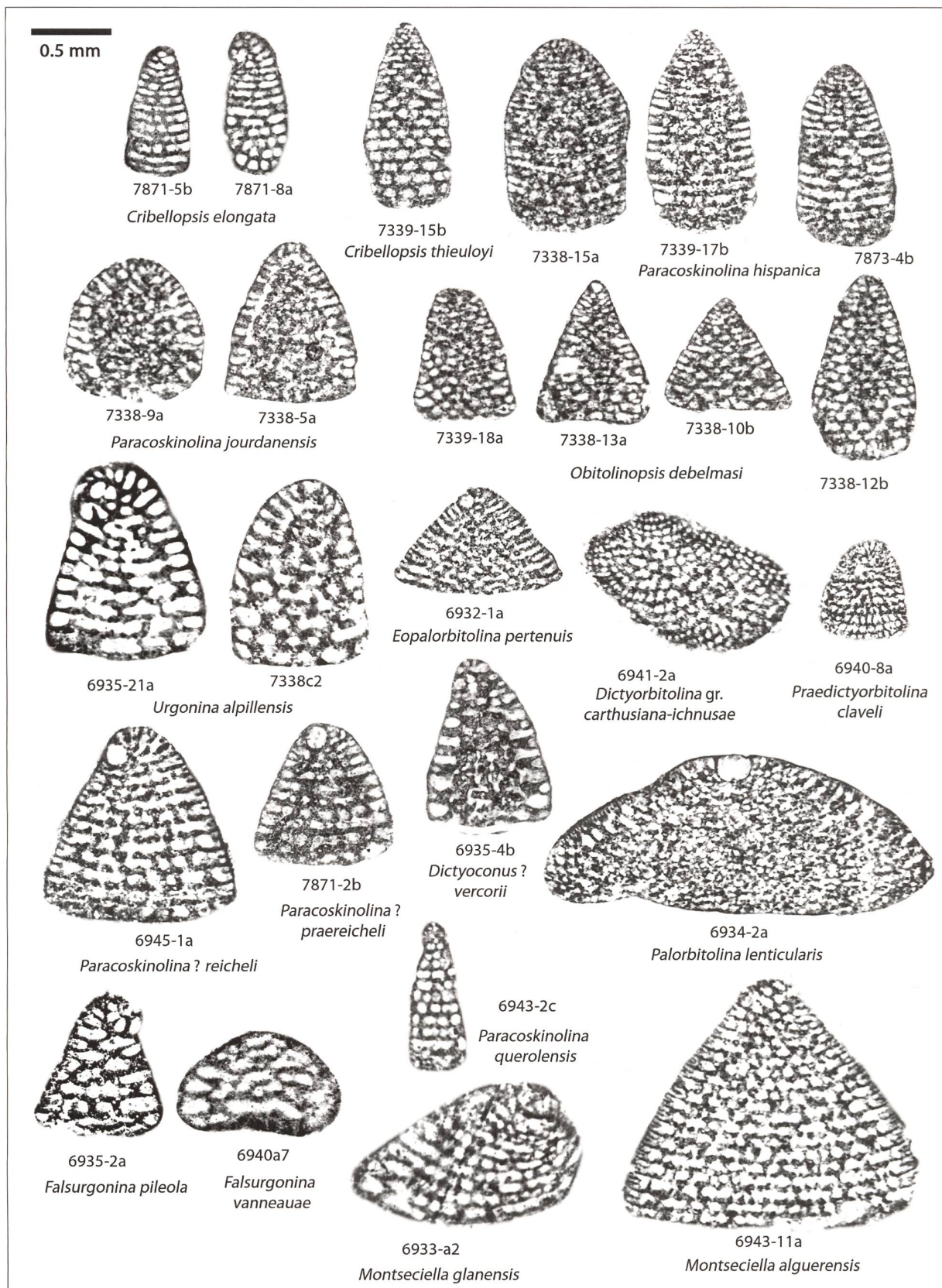


Planche 29

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe d'Orgon (Provence).

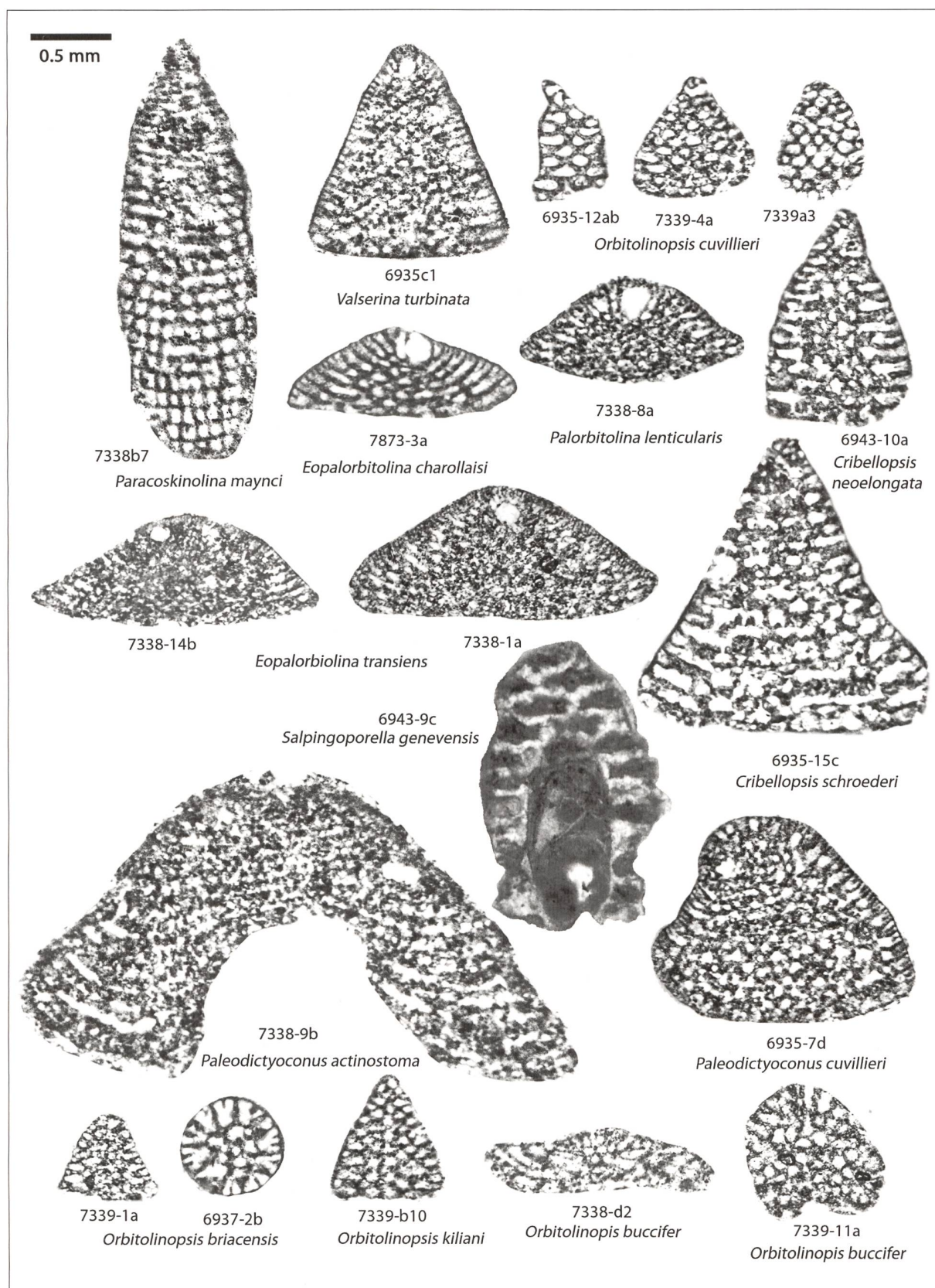


Planche 30

Orbitolinidés et dasycladales des Calcaires urgoniens de la coupe d'Orgon (Provence).

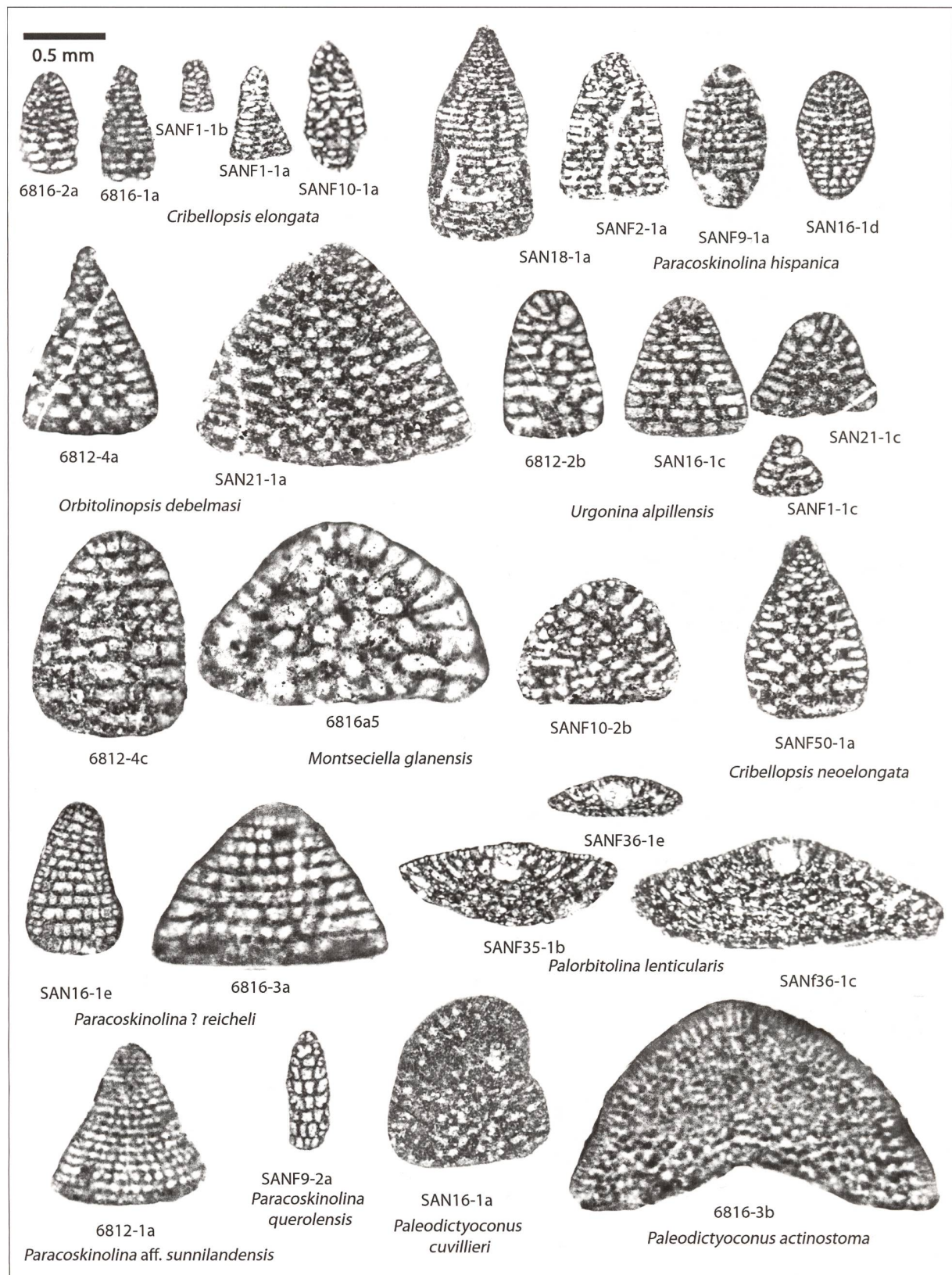


Planche 31

Orbitolinidés des Calcaires urgoniens de la coupe de Tierwis (Säntis - Suisse).

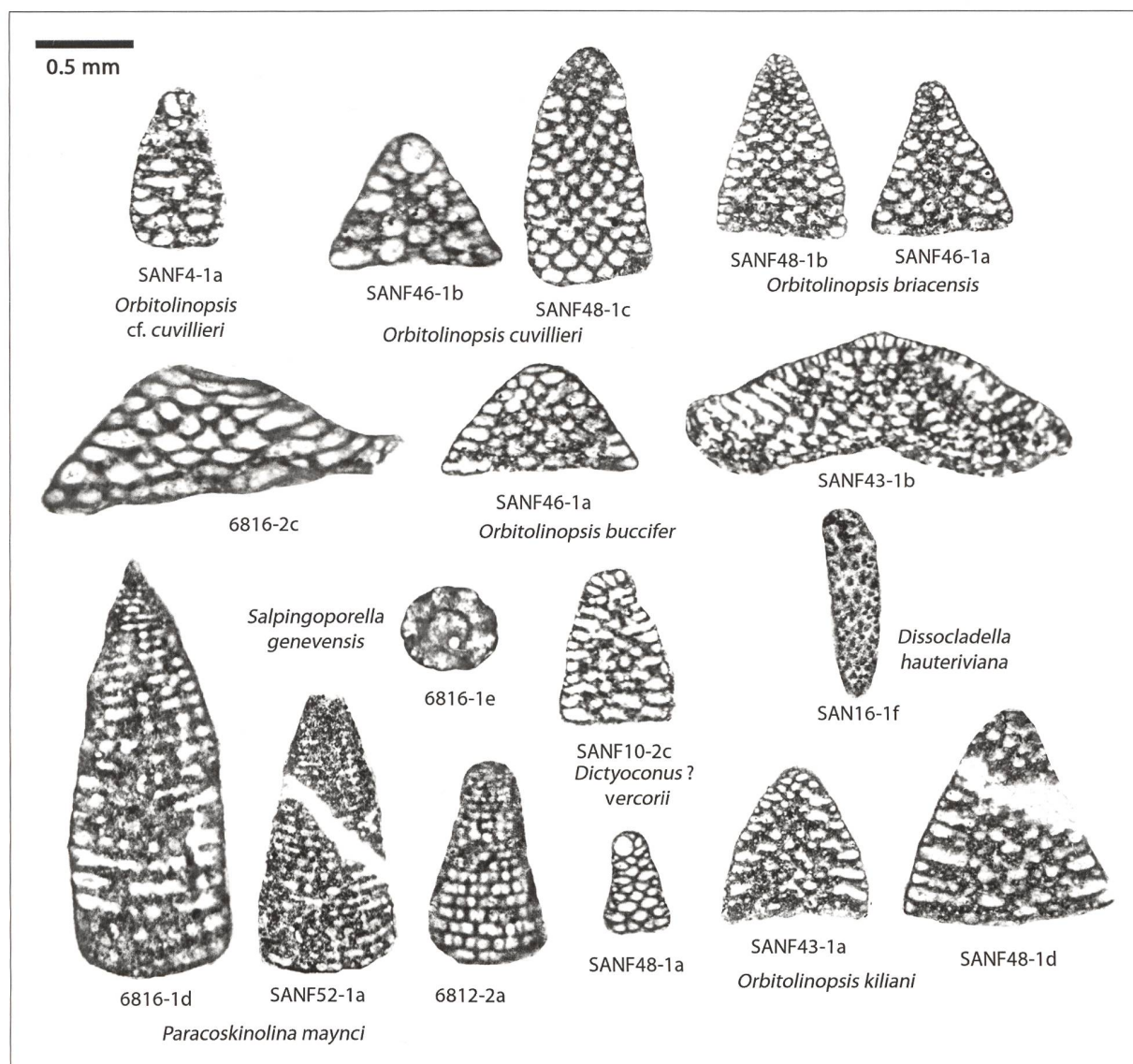


Planche 32

Orbitolinidés et dasycladales des Calcaires urgoniens de la coupe de Tierwis (Säntis - Suisse).