La Crétacé de la Nappe de la Brèche (Préalpes franco-suisses) : données nouvelles et essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique

Autor(en): **Dall'Agnolo, Stephan**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **93 (2000)**

Heft 2

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-168814

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

0012-9402/00/020157-18 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel, 2000

Eclogae geol. Helv. 93 (2000) 157–174

Le Crétacé de la Nappe de la Brèche (Préalpes franco-suisses) Données nouvelles et essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique

STEPHAN DALL'AGNOLO

Key words: Lithostratigraphy, Breccia nappe, Bonave Formation, Joux Verte Formation, Prealps, palaeogeography, Northern Tethyan margin
Mots clefs: Lithostratigraphie, Nappe de la Brèche, Formation de Bonave, Formation de la Joux Verte, Préalpes, Paléogéographie, Marge nord Téthysienne

RESUME

Les dépôts d'âge crétacé inférieur et moyen de la nappe de la Brèche (Préalpes) sont analysés ici et donnent lieu à la définition de deux formations: la Formation de Bonave et la Formation de la Joux Verte.

Le nom de Formation de Bonave remplace le nom historique et informel de «Calcaires à Silexites», dont le statut correspondait jusqu'alors à celui d'un membre de la Brèche supérieure. La Formation de Bonave est datée, à l'aide de calpionelles, du Tithonien supérieur au Valanginien, avec extension probable jusqu'au Barrémien. La partie inférieure de la formation est constituée de calcilutites riches en cherts, remplacées dans la partie supérieure par des calcarénites plus pauvres en cherts. La Formation de Bonave n'est bien développée et complète que dans le Chablais; seuls de très petits affleurements sont connus dans les Préalpes Romandes. La répartition des faciès permet de mettre en évidence un bassin orienté ESE-WNW, alimenté depuis le NW.

La Formation de la Joux Verte remplace la «Série à Quartzites», connue aussi sous le nom de «Gault» ou «Mésocrétacé». Cette redéfinition est rendue nécessaire, entre autres, par le fait que le quartz détritique ne joue qu'un rôle mineur dans les faciès de cette formation, contredisant ainsi les termes de «Série à Quartzites» et de «Gault». La Formation de la Joux Verte existe uniquement dans le Chablais. L'âge, déterminé à l'aide de foraminifères planctoniques, s'étend du Barrémien supérieur au Turonien moyen. La succession peut être subdivisée en trois cycles débutant chacun par une alternance dominée par des pélites noires et se terminant systématiquement par des bancs de calcaires silicifiés. La répartition des faciès indique un bassin orienté ESE-WNW à subsidence différentielle locale. Les niveaux de pélites noires, corrélables à l'échelle du bassin, s'avèrent être comparables aux dépôts océaniques contemporains des événements anoxiques (Oceanic Anoxic Events) reconnus à l'échelle globale.

ABSTRACT

Two new formations are defined in the lower and middle Cretaceous sediments of the Breccia nappe within the Swiss and French Prealps, the Bonave Formation and the Joux Verte Formation.

The Bonave Formation replaces the historical and informal "Calcaires à Silexites" which were considered to constitute a member within the Upper Breccia Formation. The definition of the Bonave Formation is based on the argument that sufficient lithologic change exists within the Upper Breccia Formation to warrant the definition of a new formation. According to calpionellids, the Bonave Formation ranges from the Late Tithonian to the Barremian and comprises a fine-grained lower part with abundant nodular chert and a detrital upper part with less abundant chert dominated by calciturbidite deposits topped by breccias. The Bonave Formation exists in its entirety only in the Chablais region; in the Romandes region only small remnants may be found. The study of the spatial extension and facies variations in the Chablais region suggests a ESE-WNW oriented basin which was fed from the north-west.

The Joux Verte Formation replaces the «Série à Quartzites" (also known as "Gault" or "Mésocrétacé"). The definition of the Joux Verte Formation is partly based on the argument that in the formerly accepted «Série à Quartzites", contrary to what its name suggests, detrital quartz represents only a minor part of the series, most of the SiO_2 being of diagenetic origin. The Joux Verte Formation exists only in the Chablais region and is absent in the Romandes region. It ranges from the Late Barremian to the Middle Turonian. The lithology consists mostly of black shales with intercalations of spongial, radiolarian and foraminiferal cherts. Three major successions can be defined, each beginning with thin laminated black shales followed by relatively thick cherty limestones. Areal extension and facies variability suggest an ESE-WNW oriented basin with locally differential subsidence. The black shale levels can be correlated within the basin and compared to coeval world-wide oceanic anoxic events.

1. Introduction

1.1. Cadre général

La Nappe de la Brèche fait partie des Préalpes franco-suisses, empilement de nappes subdivisé par la vallée du Rhône en deux lambeaux, les Préalpes Romandes au NE et les Préalpes du Chablais au SW (Fig. 1). L'origine paléogéographique de la Nappe de la Brèche est rapportée à la retombée interne du seuil briançonnais, ou talus prépiémontais, qui représente la transition entre la croûte continentale européenne et l'océan liguro-piémontais (Lemoine 1961, Lugeon 1896, Lemoine 1984, Weissert & Bernoulli 1985, Stampfli 1993).

Institut de Géologie et Paléontologie, Université de Fribourg, 1700 Fribourg, Switzerland, e-mail: stephan.dallagnolo@unifr.ch

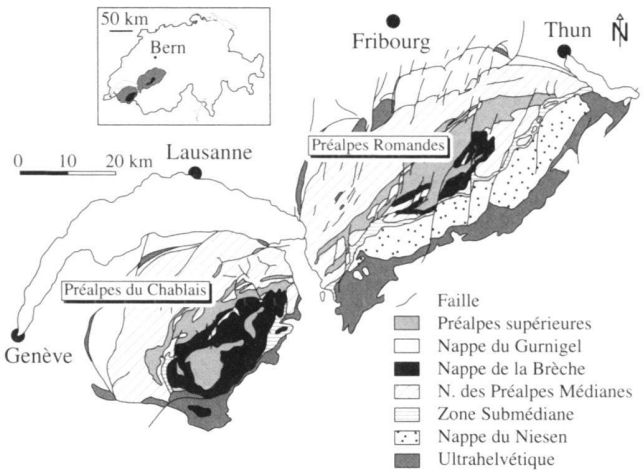


Fig. 1. Carte structurale des Préalpes (d'après Plancherel 1979 et document inédit, Institut de Géologie, Université Fribourg).

1.2. Rappel historique

Reconnue en tant qu'unité structurale distincte à l'échelle des Préalpes par Schardt (1893), la Nappe de la Brèche tire son nom de son épaisse série jurassique essentiellement bréchique. On la subdivise, depuis Lugeon (1896), en Schistes inférieurs (Lias), Brèche inférieure (Lias supérieur-Dogger), Schistes ardoisiers (Callovo-Oxfordien) et Brèche supérieure (Malm supérieur). L'importance de ces dépôts pour la compréhension de la dynamique téthysienne a suscité l'intérêt de nombreux auteurs (série «syn-rift», Stampfli & Marthaler 1990).

Par contre, la partie crétacée de la série est moins connue (Fig. 2). Dans les Préalpes Romandes, Rabowsky (1920) prouve que le Crétacé supérieur est bien représenté dans la nappe de la Brèche. Du coté des Préalpes du Chablais, Gagnebin (1932) lance le premier l'hypothèse de la présence de terrains d'âge crétacé, leur attribuant des sédiments glauconieux qu'il qualifie de «Gault». Schroeder (1939) confirme cette hypothèse. Ce «Mésocrétacé» (Crétacé moyen), comme l'appelle cet auteur, fait suite aux «Calcaires à Silexites» (sommet de la Brèche supérieure), également crétacés.

1.3. But de ce travail

Si, aux épaisseurs et proportions près, la partie jurassique de la série stratigraphique de la Brèche est très comparable d'un lambeau préalpin à l'autre (Fig. 3), il n'en va pas de même pour les dépôts d'âge crétacé. Le Crétacé inférieur et le Crétacé moyen ne sont bien observables qu'en Chablais. Par contre, le Crétacé supérieur, inconnu en Chablais (sauf dans des éléments compris dans les wildflyschs tertiaires), est présent dans les Préalpes Romandes sous le faciès «Couches Rouges», reposant directement sur les brèches jurassiques par l'intermédiaire d'un encroûtement («hardground») qui souligne une lacune d'au moins 50 Ma.

Les terrains crétacés de la Brèche ont fait l'objet d'une révision systématique récente (Dall'Agnolo 1997, Fig. 4). Cette révision a montré que les dépôts d'âge crétacé inférieur et crétacé «moyen», qui terminent la série stratigraphique de la Nappe de la Brèche en Chablais, présentent des caractères distinctifs suffisamment marqués, pour qu'ils permettent de définir des formations indépendantes: ce sont la Formation de Bonave (Crétacé inférieur) et la Formation de la Joux Verte (Crétacé moyen) dont les caractéristiques sont indiquées ci-dessous.

1.4. Biozonations utilisées

Les datations dans la partie sommitale du Jurassique et le bas du Crétacé inférieur se basent sur les calpionelles. La biozonation utilisée est celle de Remane (dans Bolli et al. 1985). Deux modifications sont apportées: la base de la zone à calpionelles B correspond à la base du Berriasien, et la limite Berriasien/Valanginien correspond à la limite entre les zones D et E (Blanc 1995).

Pour les sédiments du Crétacé moyen, la datation se faisant à l'aide de foraminifères planctoniques, c'est la biozonation de Robaszynski & Caron (1995) qui est utilisée.

2. La Formation de Bonave

2.1. Justification de la définition formelle

Les calcaires fins, riches en rognons ou lits silicifiés, qui s'intercalent dans le haut de la série de la Brèche supérieure sont appelés «Calcaires à Silexites» depuis Schroeder (1939). Ces Calcaires à Silexites sont considérés comme un membre de la Brèche supérieure (Chessex 1959, Steffen et al. 1993), bien que Schroeder (1939, p. 36) ait proposé: «*...Nous la faisons* (la Brèche supérieure) *se terminer avec le début des calcaires à Silexites...*», et que Haas (1964) en ait parlé informellement comme d'une véritable formation.

L'étude de la Nappe de la Brèche en Chablais a révélé que les «Calcaires à Silexites» offraient suffisamment de différences lithologiques par rapport à la Brèche supérieure pour permettre de définir une formation. En conséquence, la Formation de Bonave proposée ici correspond aux «Calcaires à Silexites» selon Schroeder (1939).

2.2. Localité-type et coupe-type

Le terme de Bonave[1] (Bonnavaz) a été choisi parce que c'est dans le torrent de Bonave (Fig. 4) (Chablais, France, Coord: de 536'675/111'850/1200 m à 536'790/111'840/1250 m, Carte nationale de la Suisse 1:50'000; feuille 271, Chablais) que la formation affleure le mieux.

[1] Il s'agit ici du nom utilisé par Mathez (1962), le nom figurant sur la feuille 271 des cartes nationales de la Suisse étant «Bonnavaz».

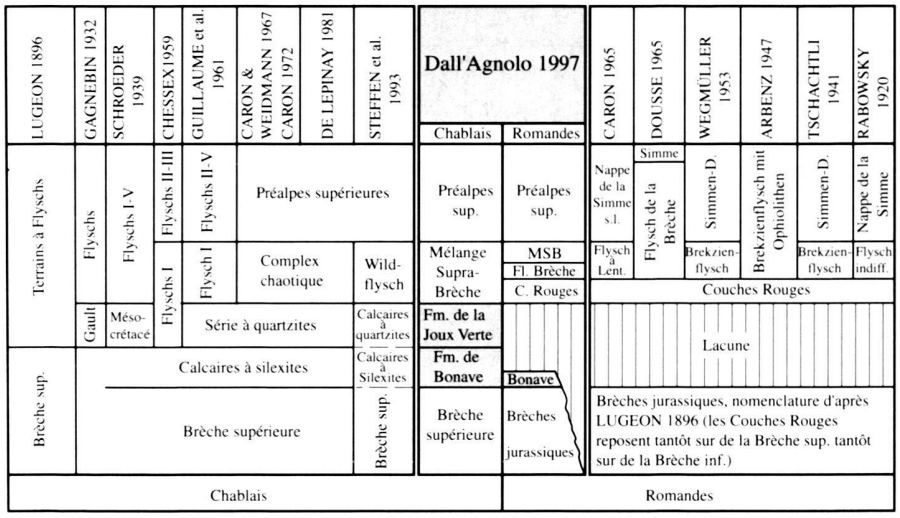


Fig. 2. Étapes de la nomenclature des terrains du Jurassique terminal et du Crétacé de la Nappe de la Brèche depuis les travaux de Lugeon (1896).

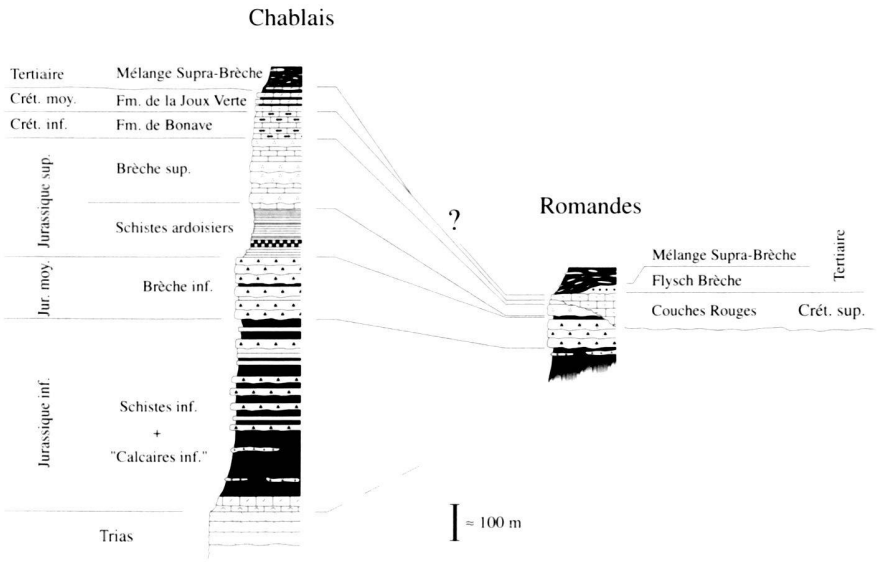


Fig. 3. Colonnes stratigraphiques générales de la Nappe de la Brèche (modifié d'après De Lepinay 1981), légende voir Fig. 5.

2.3. *Limites*

Le soubassement de la Formation de Bonave est constitué par les derniers niveaux de la Brèche supérieure. Le sommet de cette série est graduellement dominé par des calcaires fins grisâtres. La limite inférieure de la Formation de Bonave est définie par l'apparition en grand nombre des cherts noirs (Fig. 5, 6). Simultanément, la couleur des calcilutites prend une teinte beige plutôt que grise. Cette limite fut déjà proposée par Haas (1964), mais n'a pas été adoptée par les auteurs ultérieurs.

Vers le haut, la Formation de Bonave en Chablais passe à la Formation de la Joux Verte. La limite supérieure se marque par l'apparition de glauconie dans les bancs, coïncidant avec la dominance des lithologies argileuses et un assombrissement bien perceptible des roches. En de rares cas, la Formation de la Joux Verte manque et la Formation de Bonave est recouverte directement par un Mélange («Mélange Supra-Brèche», Dall'Agnolo 1997) équivalent du «Wildflysch à lentilles» pro parte (sensu Caron 1972) ou du «Flysch à Lentilles de Couches Rouges» pro parte (sensu Badoux 1962). Evidemment, dans ces cas, la limite est nette.

2.4. *Caractérisation*

La Formation de Bonave se caractérise généralement par des calcaires fins à patine très claire contenant des passées de brèches fines et de nombreux niveaux silicifiés (Fig. 7). Des calcilutites gris clair ou beige clair, à patine blanchâtre, sont dominantes dans la partie inférieure de la formation. Ce faciès

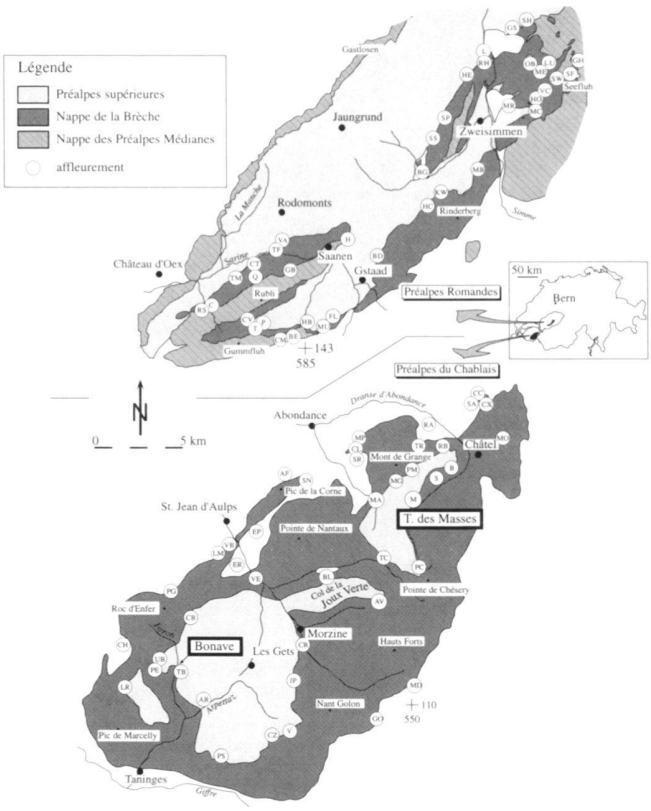


Fig. 4. Localisation géographique des coupes étudiées. Affleurements dans les Préalpes du Chablais = AF: Arrête des Follys, AR: Arpettaz, AV: Avoriaz (548180/116350), B: Boudimes, BL: Belvédère du Lac (545500/117150), BO: Boutigny, CB: Col de la Basse (537400/114950), CC: Col de Chétillon (553910/127360), CH: Pointe de la Chalune, CL: Chalets Leschaux, CO: Colerin, CR: Torrent du Crêt, CX: Col de la Croix, CZ: Torrent du Croz, EP: Essert la Pierre, ER: Essert Romand, GO: Col de la Golèze, JP: Joux Plane, LM: La Moussière, LR: Torrent du Lac Roi (533650/111100), M: Torrent des Masses (550150/121650), MA: Torrent du Malève, MD: Mines d'Or, MG: Mont Grange, MO: Morclan, MP: Montagne de Pertuis, PC: Pointe de Chésery (550400/117650), PE: Perrières, PG: Passage de Graydon, PJ: Près la Joux, PM: Les Mattes, PS: Les Pesses, RA: Les Ravières, RB: Rocher Blanc, S: Schenk, SA: Col de Saix, SN: Les Sernants, SR: Saix Rouge des Sechets, TB: Torrent de Bonave (536710/110800), TC: Torrent de Chesnay, TR: La Trébante, UB: Pointe d'Uble (535450/112880), V: Vuargne, VB: Valettaz d'en bas, VE: Vernay-Bron. Affleurements dans les Préalpes Romandes = BD: Bränd, BE: Beust, BG: Brechgraben, C: Cananéen, CM: Comborsin, CT: Chevrettes, CV: Col de Videman, EZ: Essertze, FL: Fluemad, GB: Gauderlibach, GH: Geisshöri, GS: Gsäss, H: Halten, HB: Hintere Boden, HC: Hinters Chübeli, HE: Heimersberg, HO: Honegg, KW: Klusweiden, L: Laubegg, LU: Luegle, MB: Moosbach, MC: Milchäle, ME: Meienberg, MR: Mannried, MU: Mülisteine, OB: Oberahöni, P: La Praz, Q: Quoqaire, RH: Rotehärd, RS: Rodosex, SF: Seefluh, SH: Spitzhöri, SP: Sparenmoos, SS: Schwarzensee, SW: Seefluh West, T: Turali, TF: Torrent des Fenils, TM: Torrent de Martigny, VA: Le Vanel, VC: Vordere Chumi, WB: Walebode.

montre des successions de bancs de 3 à 15 cm d'épaisseur, agencés en paquets de 20 à 40 cm, séparés par des interlits marneux centimétriques. Les cherts en lits, en nodules ou tubulaires, trouvent place généralement dans les bancs sommitaux de ces paquets. Les formes tubulaires sont des bioturbations (de type *Thalassinoides*) creusées dans les calcilutites, remplies de matériel plus grossier, puis silicifiées. Des bioturbations de type *Planolites* et *Chondrites* ne manquent pas, mais ne sont pas silicifiées. Dans cette succession rythmique à l'échelle de l'affleurement s'intercalent des passées biodétritiques laminées, des bancs de calcaire péloïdal laminés, épais de 20 à 50 cm et des bancs (2 à 60 cm) de microbrèches granoclassées à éléments centimétriques (dmax = 2–3 cm). Ces passées s'agencent de façon ordonnée sur la base de la terminologie de Bouma (1962). Il s'agit de turbidites calcaires fines, distales, rappel tardif de l'événement bréchique majeur de la Brèche supérieure.

Vers le haut de la formation, les faciès évoluent vers un détritisme plus accentué. Tout d'abord, ce passage est marqué par une augmentation du nombre des interlits marneux. Les bancs s'individualisent progressivement et l'aspect rythmique se perd. Les cherts noirs diminuent rapidement en faveur d'une silicification diffuse et plus discrète. D'autre part, la fréquence des intercalations détritiques augmente. Il s'agit de calcaires péloidaux dont les péloides renferment souvent des calpionelles, de microbrèches et brèches fines dont l'épaisseur des lits ne dépasse guère 5 cm, et de calcarénites biodétritiques où dominent les débris d'échinodermes. D'autres signes distinctifs sont: l'augmentation de la bioturbation, le biseautage latéral des bancs, ainsi que l'accentuation des structures sédimentaires de la séquence de Bouma (laminations, granoclassement, convolutes, etc.). Plus haut, la série est dominée par des brèches à éléments fins et moyens (dmax = 5 cm), en bancs plus épais. Dans ces niveaux, les structures les plus fréquentes sont des bases de bancs érosives, le granoclassement et l'amalgamation des bancs.

Le sommet de la Formation de Bonave (contact avec la Formation de la Joux Verte) se marque par un assombrissement de la lithologie et une diminution rapide de la granulométrie.

2.5. *Extension, épaisseurs et variabilité des faciès*

Préalpes du Chablais

La Formation de Bonave se rencontre sur toute la partie chablaisienne de la Nappe de la Brèche où son épaisseur moyenne est de 60 à 70 m (Fig. 8), mais se réduit dans la partie radicale. Les variations concernent surtout la partie supérieure de la formation, c.à.d. les arénites et rudites tandis que les calcaires fins, riches en cherts, de la partie inférieure de la formation ont une épaisseur plus ou moins constante de 30 à 40 m.

Dans la partie frontale de la nappe, les couches sont fortement plissées et affectées par de nombreux redoublements. Les épaisseurs dépliés varient entre 40 et 80 m.

Un cas intéressant s'observe dans la région radicale de la nappe aux alentours des Pesses (Fig. 13) où l'épaisseur de la Formation de Bonave se réduit à 15 ou 20 m. Cette diminution d'épaisseur s'observe également pour la Brèche supérieure qui

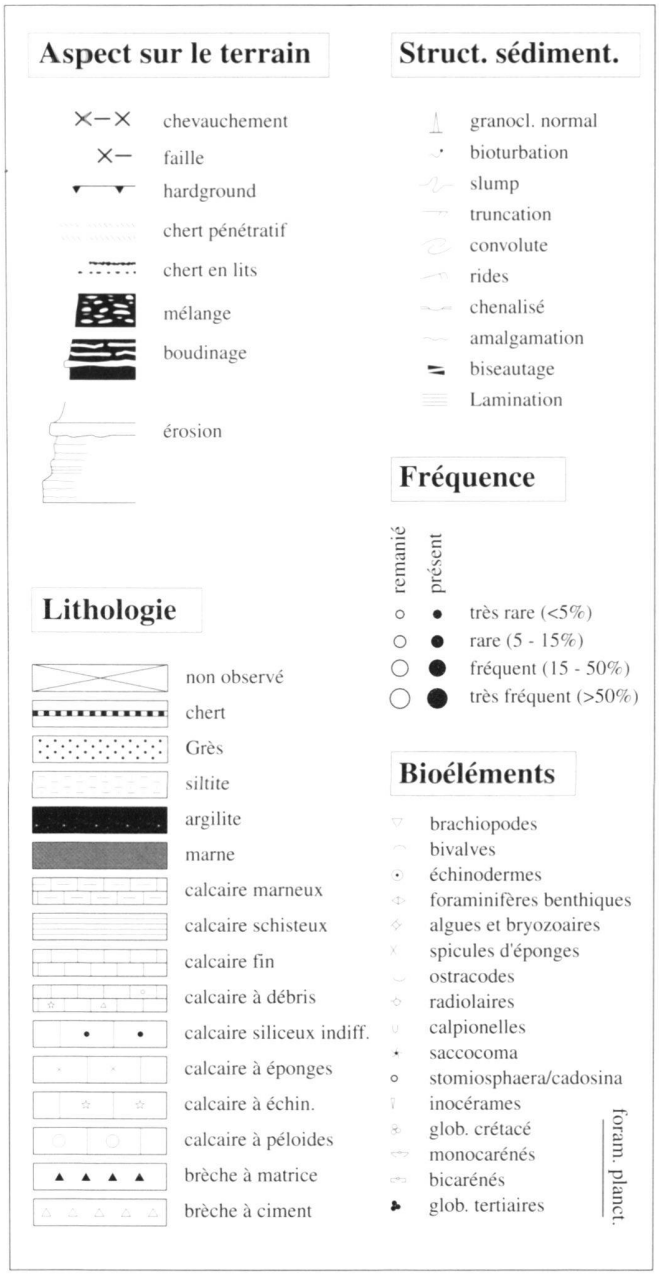


Fig. 5. Légende des coupes.

passe de plus 200 m, à la Pointe d'Uble (front de la nappe), à 20 ou 30 m dans les falaises surplombant le torrent de l'Arpettaz. La granulométrie décroît parallèlement indiquant l'origine sédimentaire de cette réduction (parfois attribuée à un rabotage tectonique par certains auteurs).

Préalpes Romandes

Dans les Préalpes Romandes, seuls quelques maigres restes de la Formation de Bonave sont retrouvés (Dall'Agnolo 1997). Il s'agit de calcaires fins, très riches en cherts, tout à fait comparables à ceux de la partie inférieure de la Formation de Bonave en Chablais. Les calpionelles *Calpionella alpina* LORENZ de taille moyenne, *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH) et *Calpionella elliptica* CADISCH indiquent un âge allant du Tithonien supérieur au Berriasien moyen tout au plus. L'épaisseur de ces minces affleurements varie entre 1 et 5 m, et dans la plupart des cas, ces calcaires sont recouverts par les Couches Rouges (de la Nappe de la Brèche) par l'intermédiaire d'un hardground siliceux noirâtre (Dousse 1965, Dall'Agnolo 1997, Arbenz 1947, Wegmüller 1953).

2.6. Paléontologie et âge

La base de la Formation de Bonave est datée du Tithonien tardif (sommet de la zone à calpionelles A) grâce aux calpionelles. En addition, de nombreux saccocomidés, stomiosphères et globochaete témoignent d'un âge Tithonien supérieur. Les calpionelles permettent de dater la Formation de Bonave jusqu'au Valanginien inférieur (zone à calpionelles E) grâce à: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *Crassicollaria brevis* REMANE, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Remaniella* sp., *Calpionellites darderi* (COLOM), (coupe d'Avoriaz), *Tintinnopsella longa* (COLOM).

La limite supérieure de la Formation de Bonave prend place dans le temps entre la fin des calpionelles et le début des premières hedbergelles (base de la Formation de la Joux Verte). On utilise comme indications complémentaires la présence de rares protoglobigérines (Torrent du Lac Roi) témoignant de l'âge Hauterivien, ainsi que celle de *Stomiosphaera misolensis* VOGLER et *Stomiosphaera minutissima* COLOM (Bernheim 1962) signalée jusqu'au Barrémien.

2.7. Comparaison avec la Formation des Calcaires Plaquetés (Préalpes médianes)

Dans les Préalpes médianes plastiques, les Calcaires Massifs passent verticalement aux Calcaires Plaquetés par l'intermédiaire des «Calcaires compacts et sublithographiques» (Spicher 1965). C'est dans ces calcaires en bancs moyennement épais de la limite Tithonien-Berriasien (datée par calpionelles) qu'un accroissement de nodules et lits de cherts est observé (Boller 1963). La série des Calcaires compacts et sublithographiques est parfaitement comparable avec la partie inférieure de la Formation de Bonave (Fig. 12). On peut même pousser la comparaison avec les intercalations plus grossières décrites par Boller (1963) à la limite Tithonien-Berriasien et au Berriasien moyen qui trouvent leur équivalent dans la Formation de Bonave. Par contre, la base des Calcaires compacts et sublithographiques est diachrone (Boller 1963, Heinz & Isenschmid 1988). Boller (1963) propose le modèle d'une rampe inclinée vers le NW, où se déposent ces calcaires fins (à cherts) dès le

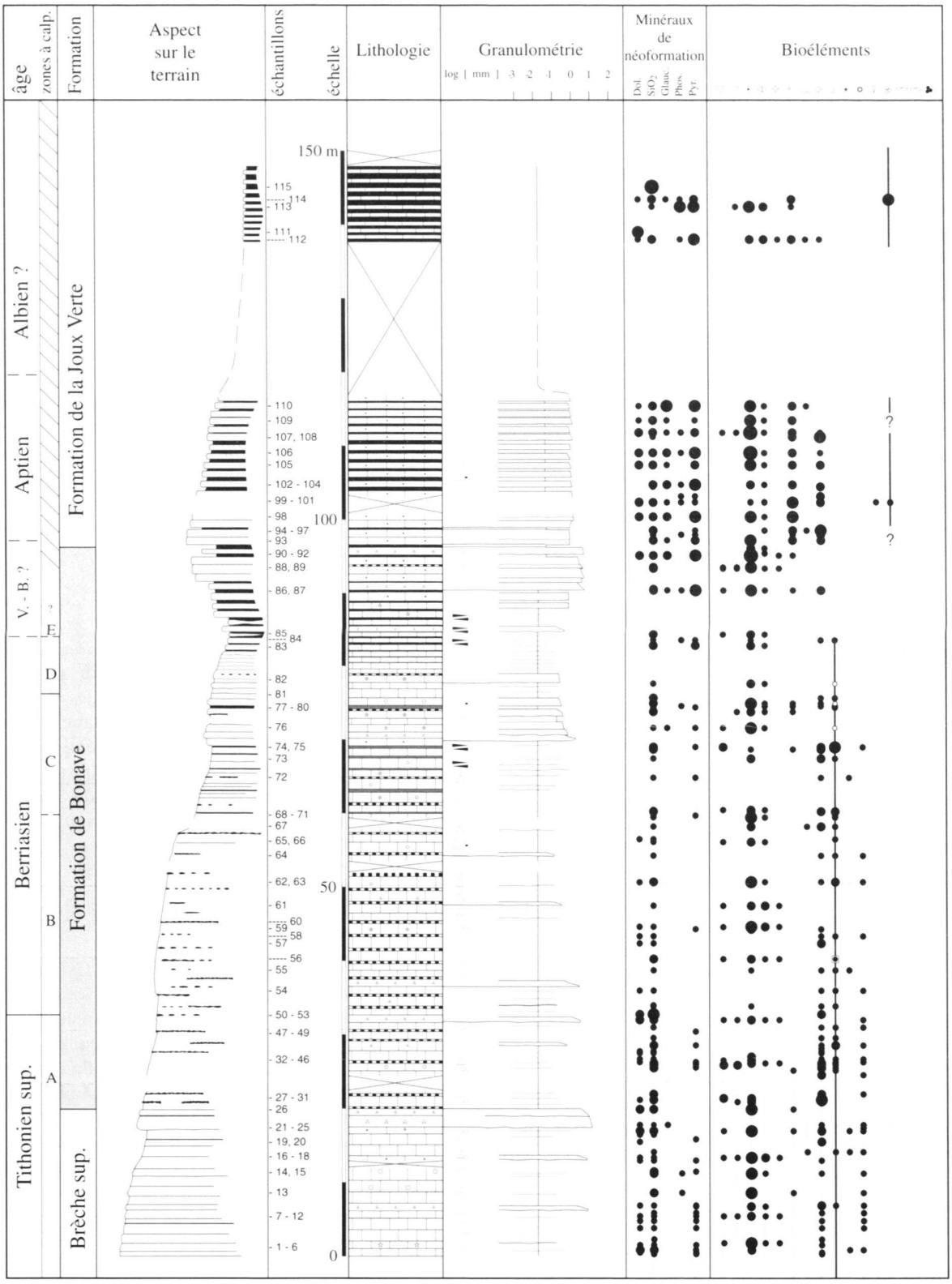
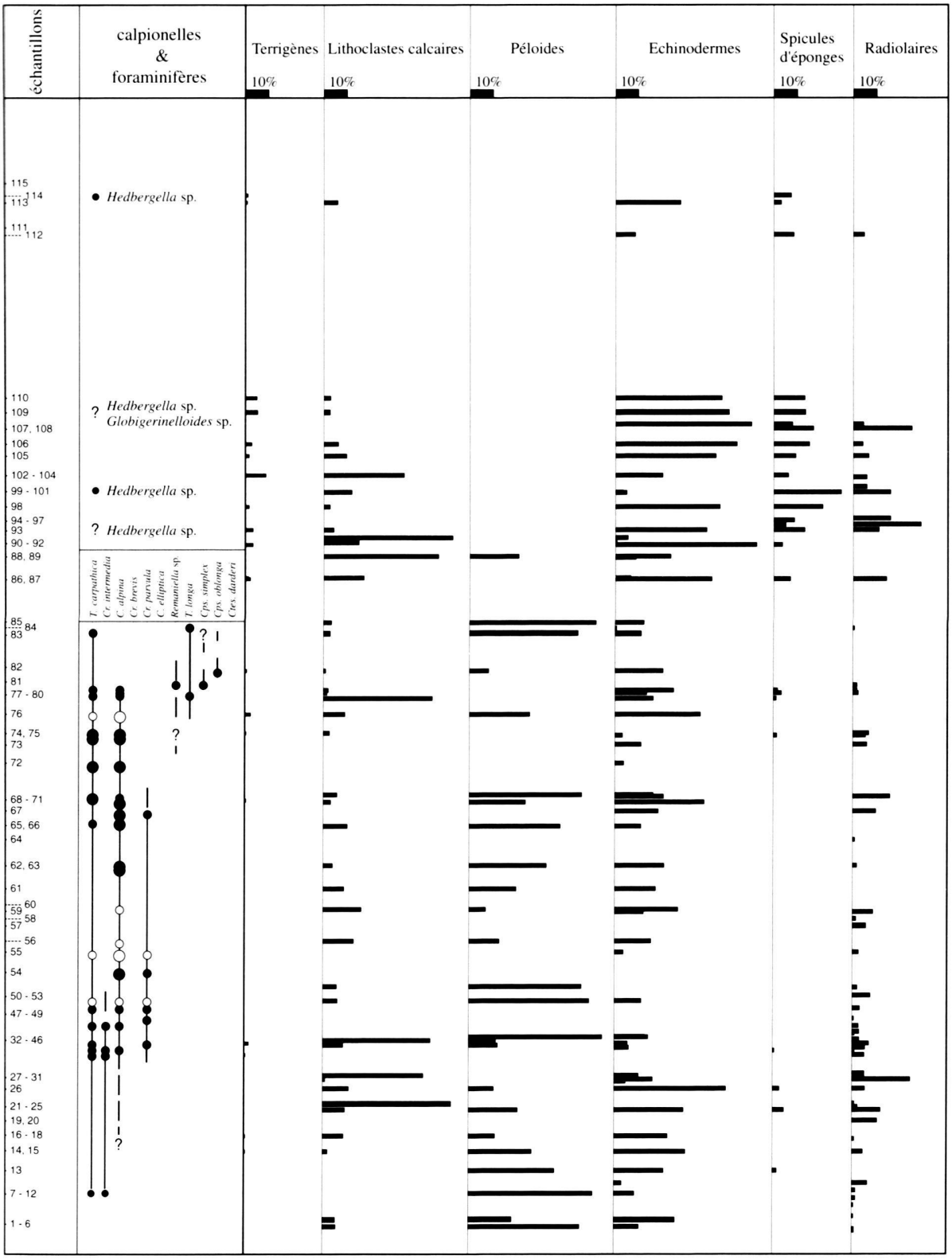


Fig. 6. Coupe type de la Formation de Bonave (Légende voir Fig. 5). La limite inférieure de la Formation de Bonave se caractérise par l'apparition en grand nombre de cherts. La limite supérieure se caractérise par l'apparition de la glauconie et l'assombrissement des sédiments.


échantillons
calpionelles & foraminifères
Terrigènes
Lithoclastes calcaires
Péloides
Echinodermes
Spicules d'éponges
Radiolaires
10%
115
114
113
111
112
110
109
107, 108
106
105
102 - 104
99 - 101
98
94 - 97
93
90 - 92
88, 89
86, 87
85
84
83
82
81
77 - 80
76
74, 75
73
72
68 - 71
67
65, 66
64
62, 63
61
60
59
58
57
56
55
54
50 - 53
47 - 49
32 - 46
27 - 31
26
21 - 25
19, 20
16 - 18
14, 15
13
7 - 12
1 - 6
● Hedbergella sp.
? Hedbergella sp.
Globigerinelloides sp.
● Hedbergella sp.
? Hedbergella sp.
T. carpathica
Cr. intermedia
C. alpina
Cr. brevis
Cr. parvula
C. elliptica
Remaniella sp.
T. longa
Cps. simplex
Cps. oblonga
Crev. darderi

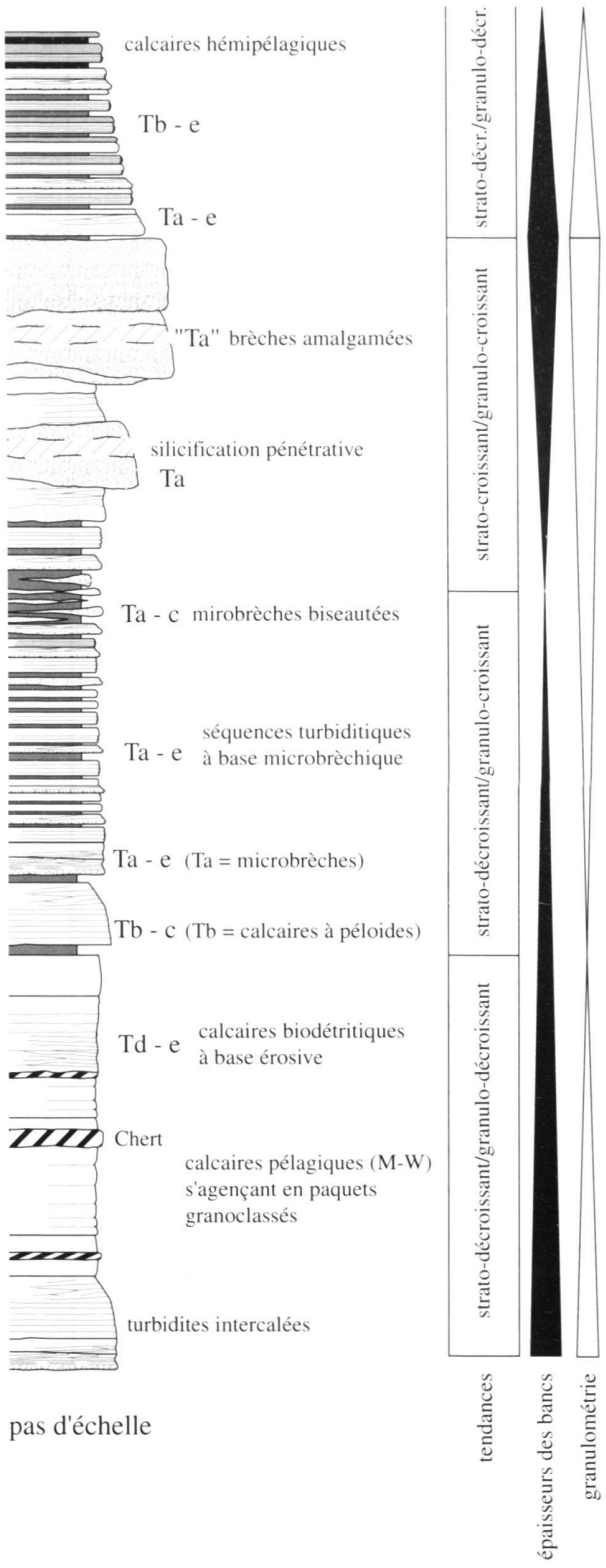


Fig. 7. Représentation schématique de l'évolution verticale des faciès dans la Formation de Bonave (pas d'échelle, Légende voir fig. 5).

Tithonien supérieur, à partir du Berriasien inférieur pour les régions au SE. En Chablais, Badoux & Mercanton (1962) observent la même situation. Cette diachronie n'est pas observée pour la base de la Formation de Bonave. La sédimentation des calcaires fins à cherts semble s'y faire uniformément dès le Tithonien supérieur.

La partie supérieure de la Formation de Bonave est comparable à celle des Calcaires Plaquetés, qui s'organise aussi en bancs centimétriques à décimétriques séparés par des interbancs marneux. Vers le milieu des Calcaires Plaquetés, l'épaisseur des bancs augmente (Pugin 1951): c'est le cas aussi pour la Formation de Bonave. Selon Boller (1963), des récurrences de calcarénites sont observables au Berriasien supérieur et au Valanginien inférieur (daté par calpionelles). De telles passées (microbrèches) sont observées dans les zones à calpionelles D et E pour la Formation de Bonave. Les différences de faciès seraient dues à un escarpement plus marqué pour le Prépiémontais que pour le Subbriançonnais.

3. La Formation de la Joux Verte

3.1. Justification de la définition formelle

Depuis la première découverte de terrains du Crétacé moyen dans la nappe de la Brèche par Gagnebin (1932), cette succession a connu bien des appellations («Gault», Gagnebin 1932; «Mésocrétacé, Schroeder 1939; «Formation à Quartzites», Bernheim 1962; «Série à Quartzites», Caron & Weidmann 1967). Aucune n'est en accord avec les exigences des guides stratigraphiques (Holland et al. 1978, Hedberg 1979) et surtout toutes donnent une fausse idée de la lithologie de cette Formation: en fait, il ne s'agit ni de «Gault» ni de «quartzites». Je propose donc de définir ici la Formation de la Joux Verte dont le nom devrait remplacer ceux évoqués ci-dessus.

3.2. Région-type et coupe-type

La Formation de la Joux Verte a été nommée d'après le Col de la Joux Verte (point 1760, Coord. 547'520/116'750), où la coupe d'Avoriaz (548'180/116'350/1810m) permet d'observer en bord de route la limite inférieure. La coupe la plus complète est située 5 km au NE dans le torrent des Masses (de 550'200/121650/1460m à 550'120/121'700/1510 m, Fig. 4). Elle illustre la totalité de la Formation de la Joux Verte avec sa limite inférieure ainsi que sa limite supérieure, de plus l'accès y est aisé. Le choix du stratotype se porte ainsi sur le torrent des Masses (Fig. 9); le Col de la Joux Verte faisant office de région-type.

3.3. Limites

La Formation de la Joux Verte fait suite stratigraphiquement à la Formation de Bonave. La limite inférieure est caractérisée par un assombrissement rapide de la roche, associé à une augmentation nette des niveaux argileux et à l'apparition de glauconie.

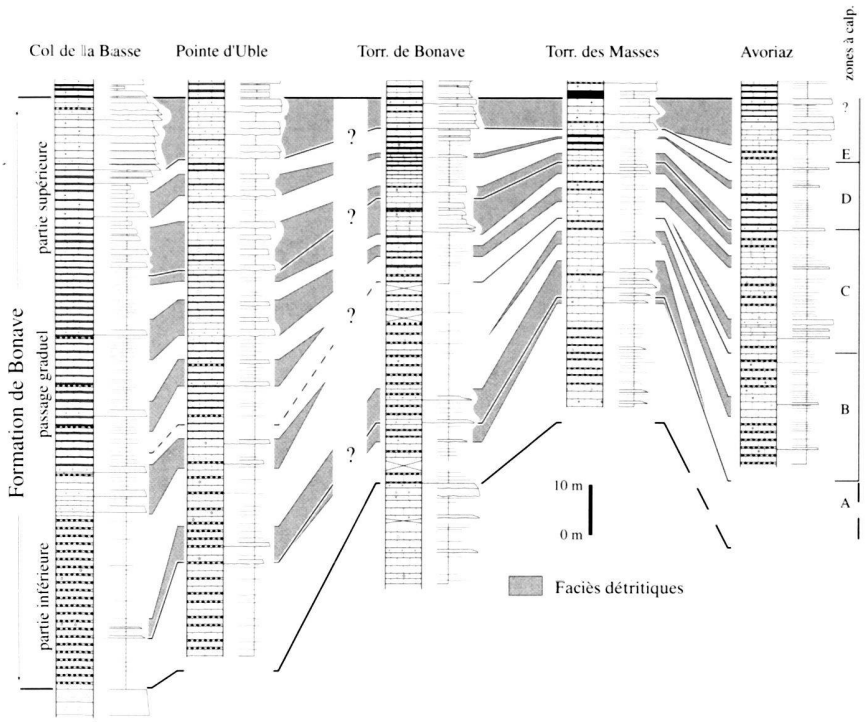


Fig. 8. Corrélations biostratigraphiques (calpionelles) de la Formation de Bonave. Il s'agit d'une séquence de remplissage à long terme avec des fluctuations internes corrélables (p.ex. limite A/B, C/D, sommet de E).

La limite supérieure est une coupure nette due au chevauchement des Préalpes supérieures, caractérisé par une zone de mélanges. Selon l'endroit, la Formation de la Joux Verte, toujours tronquée par ce contact, est décapitée plus ou moins haut dans la série.

3.4. Caractérisation

La Formation de la Joux Verte se distingue par une alternance de marnes et de calcaires siliceux laminés à coloration sombre. L'omniprésence de glauconie et de pyrite est caractéristique de cette série. L'agencement en trois successions répétitives lui donne un aspect cyclique (Fig. 10). Ces «cycles» commencent généralement par des lithologies à dominance argileuse et se terminent par des calcaires siliceux, en bancs de 30 à 50 cm. Il sont décrits ici de bas en haut:

Cycle 1

La base du premier cycle est définie par une alternance de marnes schisteuses noires, de calcaires à échinodermes et de brèches fines (dmax < 1 cm). Peu à peu, des calcilutites bioturbées à radiolaires, gris sombre, et des calcaires siliceux à spicules d'éponges viennent remplacer les niveaux plus grossiers, définissant donc une séquence à granulométrie décroissante (fining-upward). Selon la localité, l'épaisseur de ce niveau varie fortement: de 1.5 m de marnes grises et noires au Torrent des Masses, à 25 m d'alternances marno-calcaires à la Pointe de Chésery et au Col de la Basse.

L'apparition de gros bancs (jusqu' à 50 cm) de calcaires siliceux, formant un ressaut, marque le sommet du premier cycle. Ce sont ces calcaires fortement silicifiés et glauconitiques qui ont été comparés aux grès glauconieux tels que le «Gault» et ont conduit à des interprétations erronées. La glauconie et la pyrite néoformées confèrent à ces roches une cassure sombre et la silicification diffuse leur donne un aspect granuleux. De plus, les structures sédimentaires telles que des microslumps, des convolutes, des rides de courants et une lamination distincte suggèrent des faciès de type flysch. Mais l'analyse microscopique montre qu'il s'agit originellement de calcaires à crinoïdes, de calcaires à spicules d'éponges, et en moindre partie de microbrèches. Le quartz détritique joue un rôle mineur dans les faciès, la masse principale de quartz étant d'origine diagénétique (Dall'Agnolo 1997). Le maximum de quartz détritique observé ne dépasse pas 15% des éléments. Au Torrent des Masses, ce cycle se termine par une croûte silicifiée (hardground).

Cycle 2

Le deuxième cycle débute avec une alternance de marnes argileuses noires, de bancs de calcaire siliceux à spicules d'éponges, gris foncé, contenant de la glauconie et de calcaires fins à radiolaires. L'épaisseur des bancs varie entre 10 et 15 cm et leur espacement est de 20 à 30 cm. Vers le haut du cycle, l'espacement des bancs augmente et la fréquence des bancs de calcaire siliceux à spicules d'éponges diminue. Le cycle se termine par des calcaires siliceux en banc de 10 à 30 cm et de rares niveaux de microbrèches.

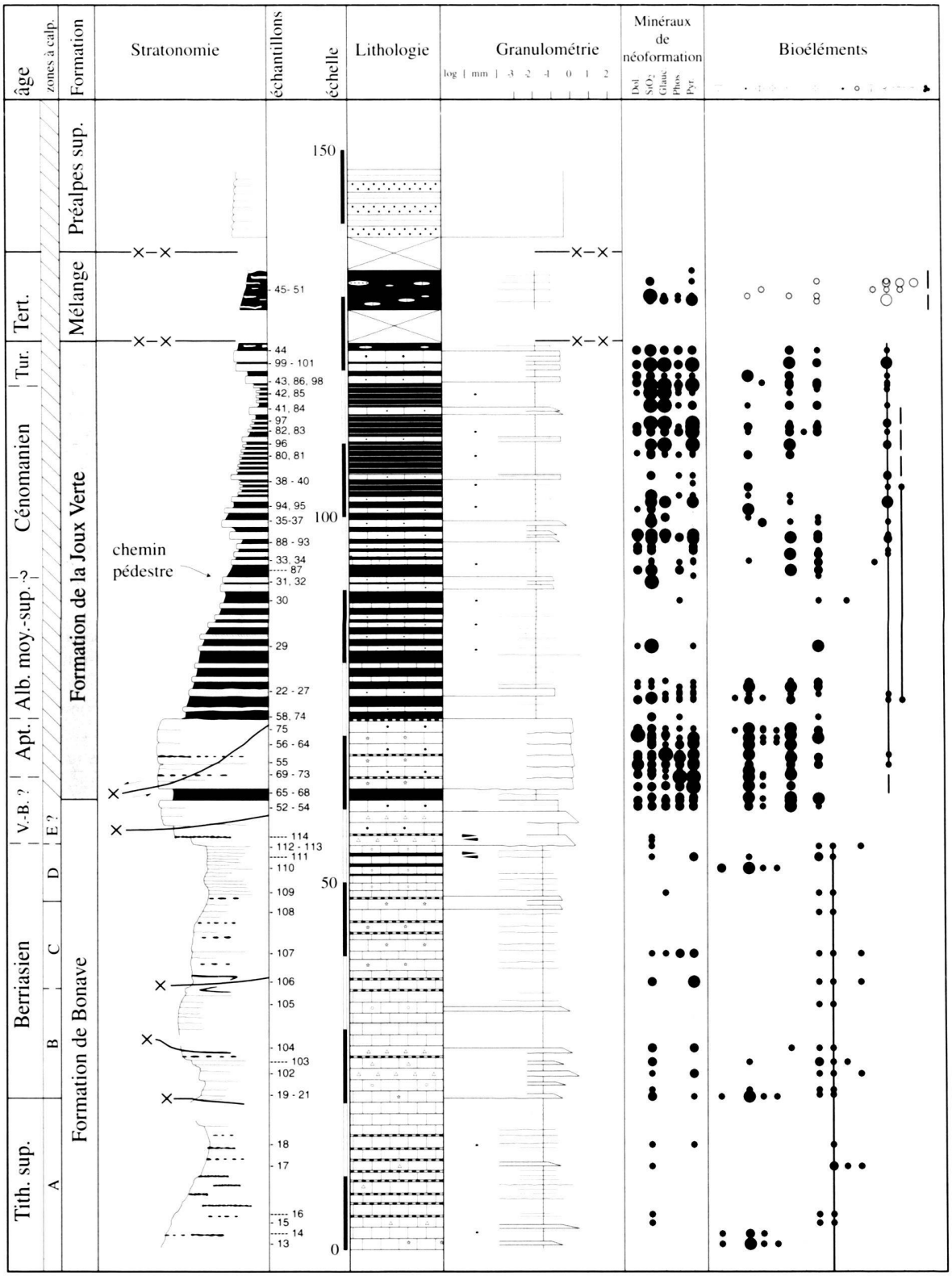
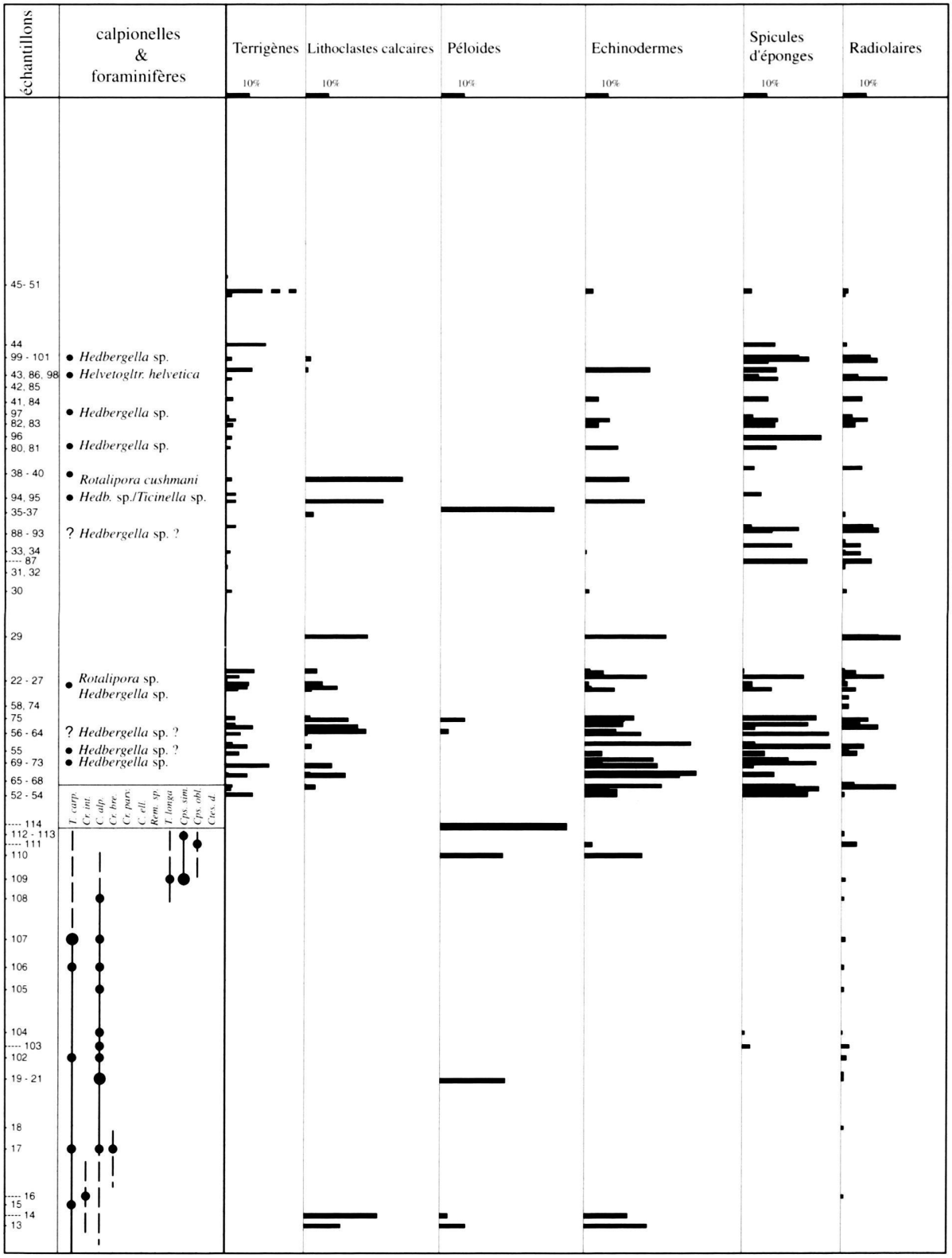


Fig. 9. Coupe type de la Formation de la Joux Verte (Légende voir Fig. 5). La limite inférieure de la Formation de la Joux Verte est caractérisée par l'apparitior de la glauconie et l'assombrissement des sédiments. La limite supérieure est toujours une coupure nette.


échantillons
calpionelles & foraminifères
Terrigènes
Lithoclastes calcaires
Péloïdes
Echinodermes
Spicules d'éponges
Radiolaires
10%
45- 51
44
99 - 101
43, 86, 98
42, 85
41, 84
97
82, 83
96
80, 81
38 - 40
94, 95
35-37
88 - 93
33, 34
87
31, 32
30
29
22 - 27
58, 74
75
56 - 64
55
69 - 73
65 - 68
52 - 54
114
112 - 113
111
110
109
108
107
106
105
104
103
102
19 - 21
18
17
16
15
14
13
• Hedbergella sp.
• Helvetogltr. helvetica
• Hedbergella sp.
• Hedbergella sp.
• Rotalipora cushmani
• Hedb. sp./Ticinella sp.
? Hedbergella sp. ?
• Rotalipora sp.
Hedbergella sp.
? Hedbergella sp. ?
• Hedbergella sp. ?
• Hedbergella sp.
T. carp.
Cr. int.
C. alp.
Cr. bre
Cr. parv.
C. ell.
Rem. sp.
T. longa
Cps. sim.
Cps. ebl.
Ces. d.

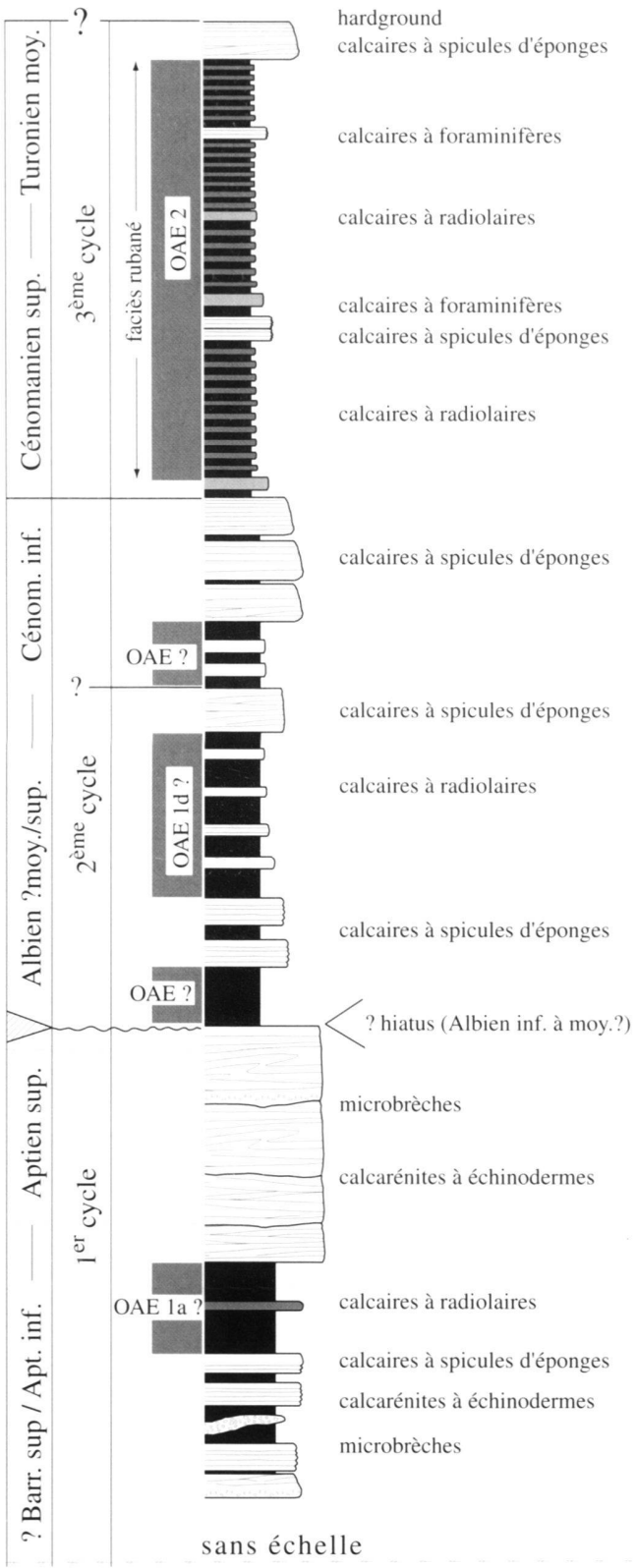


Fig. 10. Représentation schématique des cycles de la Formation de la Joux Verte (pas d'échelle, Légende voir fig. 5).

Cycle 3

Le cycle complet est observable uniquement au Torrent des Masses. Quelques restes de ce cycle ont été retrouvés au Col de Saix. Le cycle commence avec une alternance de marnes argilo-siliceuses, noires et gris vert, en bandes de 2 à 3 cm. Il s'agit là d'un véritable faciès rubané dans lequel viennent s'insérer des calcaires siliceux à spicules d'éponges, des calcaires siliceux à foraminifères planctoniques et des calcaires à radiolaires. Des calcaires siliceux marquent à nouveau le sommet de ce cycle. Une croûte silicifiée riche en glauconie (hardground) termine à la fois le cycle et ici la formation.

3.5. Extension, épaisseurs et variabilité des faciès

Préalpes du Chablais

La Formation de la Joux Verte est bien représentée en Chablais (Fig 11), où l'épaisseur maximale (non replissée) de 70 m peut être mesurée au Torrent des Masses. A l'échelle du Chablais, elle est tronquée à différents niveaux, selon l'endroit, par la surface de charriage des Préalpes supérieures. Sa présence minimale, dans la partie NE ainsi que dans la zone radicale de la nappe, se ramène à quelques restes épargnés plus ou moins dissociés.

Les variations d'épaisseur (non replissée) les plus fortes sont observées dans le premier cycle (Barrémien-Aptien). C'est aussi dans ce cycle que sont trouvées les variations granulométriques les plus fortes: des successions plus grossières avec quelques intercalations microbréchiques vers l'avant de la nappe (Col de la Basse, Torrent des Masses), et plutôt fines vers l'arrière de la nappe (Belvédère du Lac de Montriond, Pointe de Chésery). Le deuxième cycle est d'épaisseur plus ou moins constante et présente peu de variations granulométriques. Les variations du dernier cycle ne peuvent être estimées car ce cycle est observable uniquement au Torrent des Masses.

Préalpes Romandes

Aucun élément de la Formation de la Joux Verte n'a été trouvé dans les Préalpes Romandes. Le Crétacé supérieur (Couches Rouges de la Brèche) surmonte, par l'intermédiaire d'un hardground, soit les infimes restes de la Formation de Bonave (Berriasien moy. au maximum), soit des représentants de la série Jurassique de la Nappe de la Brèche. Au sein du hardground, de très rares foraminifères planctoniques (?Protoglobigérines, *Dicarinella* ? sp., *Rotalipora* ? sp., *Marginotruncana* ? sp.) sont présents sous forme de fantômes isolés (la silicification intense ayant effacé toute trace de paroi). Ce sont les seuls éléments de datation qui ont été observés dans ce hardground. Ils indiquent que cet endroit était dominé par le non-dépôt voire l'erosion des sédiments, le résultat étant des dépôt sporadiques et ultra-condensés.

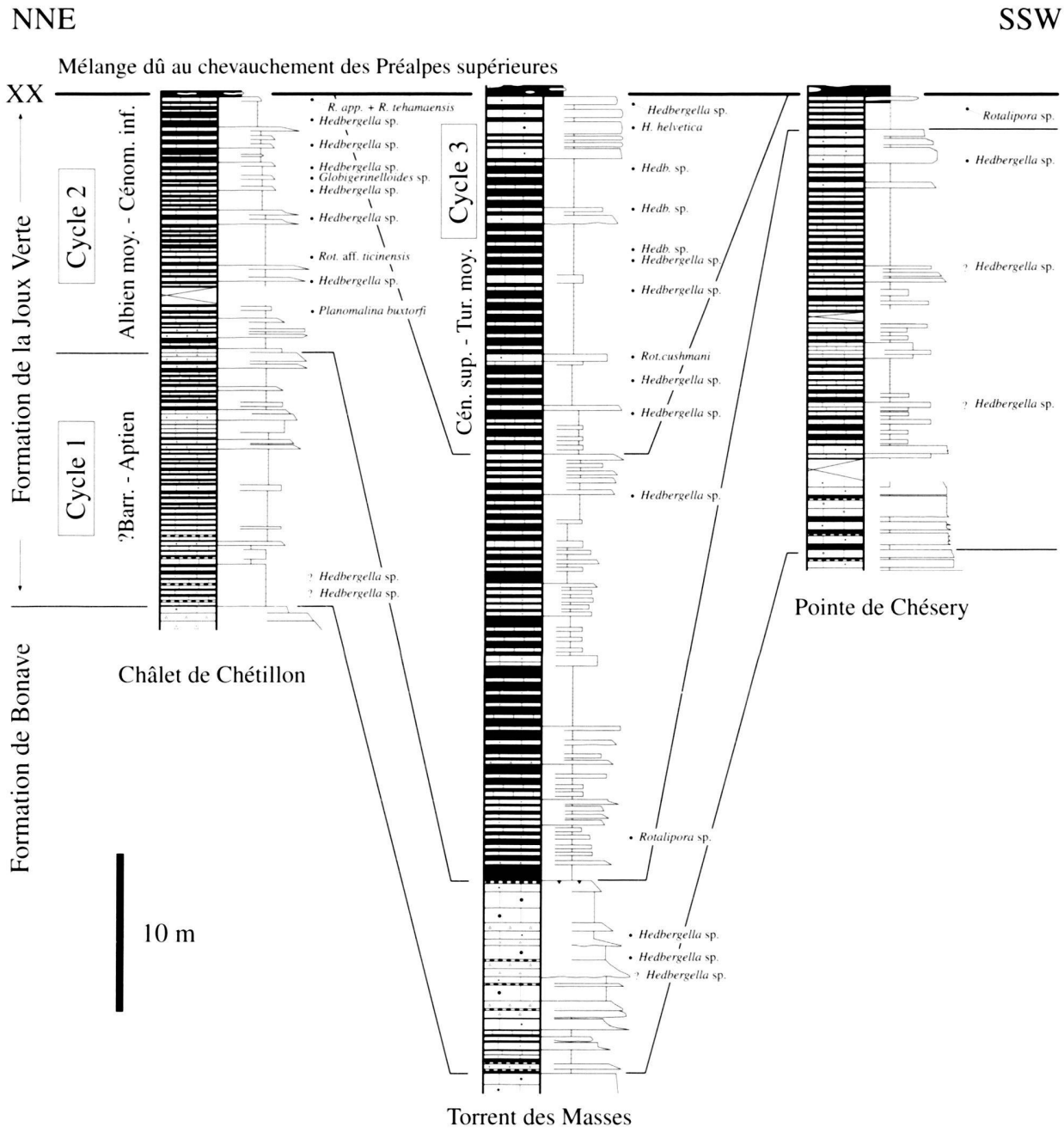
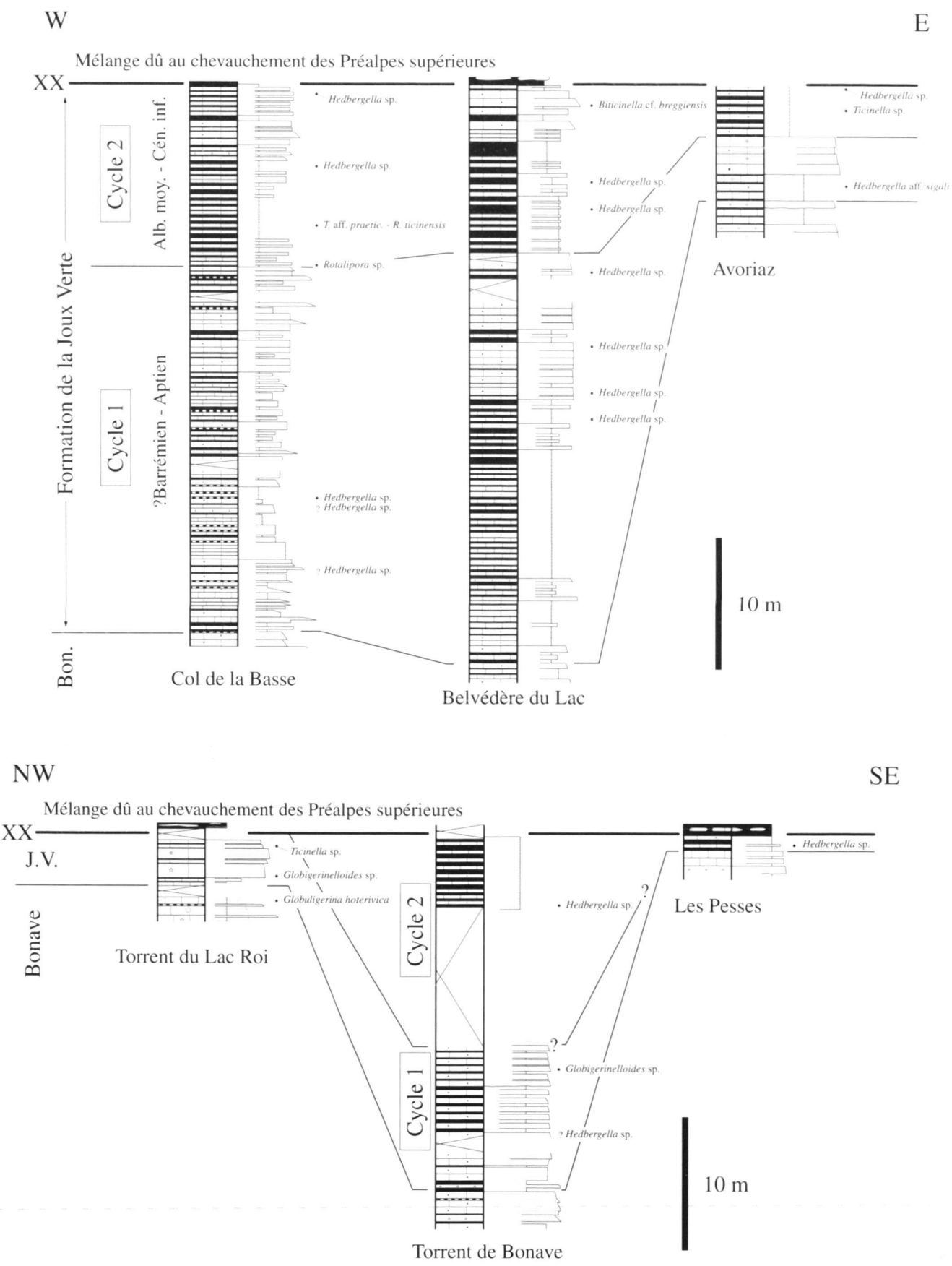


Fig. 11. Corrélations biostratigraphiques (foraminifères planctoniques) et de faciès de la Formation de la Joux Verte (Légende voir fig. 5). Le plan de chevauchement par les Préalpes supérieures a été dessiné à plat pour mettre en évidence la troncature nette.

3.6. Paléontologie et âge

Les datations se basent sur les foraminifères planctoniques observés en lames minces. Les foraminifères les plus importants sont mentionnés sur la figure 11. A la base de la Formation de la Joux Verte, de petites Hedbergelles (*Hedbergella* sp., *Hedbergella* aff. *sigali* MOULLADE) indiquent un âge Barrémien supérieur à Aptien inférieur. Les calcaires siliceux en gros bancs du premier cycle contiennent une faune indiquant l'Aptien supérieur: *Hedbergella* spp., *Globigerinelloides* sp., *Ticinella* sp., *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE).

Un hardground a été observé au Torrent des Masses. Là, une lacune couvrant l'Albien inférieur est identifiée. Elle est


W
E
Mélange dû au chevauchement des Préalpes supérieures
XX
Formation de la Joux Verte
Cycle 2
Alb. moy. - Cén. inf.
Cycle 1
?Barrémien - Aptien
Bon.
Hedbergella sp.
Hedbergella sp.
T. aff. praetic. - R. ticinensis
Rotalipora sp.
Hedbergella sp.
? Hedbergella sp.
? Hedbergella sp.
Col de la Basse
Biticinella cf. breggiensis
Hedbergella sp.
Hedbergella sp.
Hedbergella sp.
Hedbergella sp.
Hedbergella sp.
Hedbergella sp.
Belvédère du Lac
Hedbergella sp.
Ticinella sp.
Hedbergella aff. sigali
Avoriaz
10 m
NW
SE
Mélange dû au chevauchement des Préalpes supérieures
XX
J.V.
Bonave
Ticinella sp.
Globigerinelloides sp.
Globuligerina hoterivica
Torrent du Lac Roi
Cycle 2
Cycle 1
Hedbergella sp.
?
Hedbergella sp.
Les Pesses
?
Globigerinelloides sp.
? Hedbergella sp.
10 m
Torrent de Bonave

supposée dans les autres localités, car les dépôts marquant la base du deuxième cycle indiquent un âge Albien moyen. La suite de ce cycle atteint le Cénomanien inférieur: *Hedbergella* sp., *Ticinella* sp., *Ticinella praeticinensis* SIGAL, *Biticinella* cf. *breggiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Rotalipora tehamaensis* (MARIANOS & ZINGULA), *Rotalipora appenninica* (RENZ).

Au Torrent des Masses, le faciès rubané (Cycle 3) est en partie daté du Cénomanien supérieur par la présence de *Rotalipora cushmani* (MORROW). Finalement, le sommet de la Formation de la Joux Verte est daté du Turonien moyen grâce à: *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Marginotruncana* sp., *Praeglobotruncana gibba* (KLAUS). Il s'agit ici du sédiment le plus jeune trouvé dans la succession de la Nappe de la Brèche en Chablais, le chevauchement par les Préalpes supérieures (rabotage sommital) ayant arraché tous les dépôts d'âge Crétacé supérieur et Tertiaire, présents à l'origine.

3.7. Comparaison avec la Formation de l'Intyamon (Préalpes médianes)

La Formation de l'Intyamon (Python-Dupasquier 1990) a été datée de l'Aptien au Turonien moyen et comprend 3 niveaux (Aptien inférieur, Albien s.l., limite Cénomanien-Turonien) de marnes sombres, riches en matière organique. Chacun de ces niveaux définit la base d'un cycle de dépôt se terminant par des calcaires à foraminifères planctoniques, avec une augmentation des épaisseurs des bancs vers le haut. Une surface durcie, datée de l'Aptien supérieur par une riche association de foraminifères planctoniques, scelle la fin du premier ensemble. Elle est suivie d'une lacune qui comprend l'Albien inférieur et moyen pro parte. Ce hardground et la lacune qui suit ont aussi été identifiés au Torrent des Masses. La comparaison avec la Formation de la Joux Verte (Fig. 12) montre un bonne corrélation sur l'étendue totale de la formation (Barrémo-Aptien à Turonien), les niveaux de marnes sombres servant aussi de repères pour la subdivision en cycles de dépôt. Ils sont organisés en trois niveaux majeurs corrélables sur l'ensemble du bassin étudié, et sont comparables aux marnes sombres du bassin des Médianes (Python-Dupasquier 1990, Caron & Dupasquier 1989).

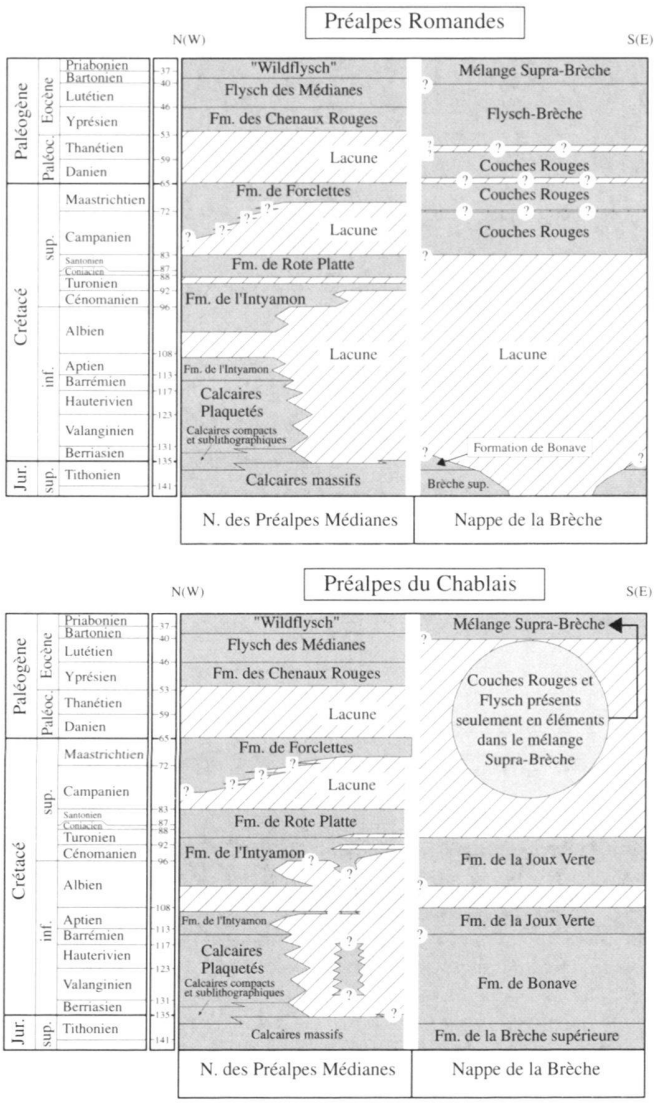


Fig. 12. Corrélation des formations entre la Nappe de la Brèche et la Nappe des Préalpes Médianes; modifié d'après Mosar et al. (1996) et Hable (1997).

4. Interprétation

4.1. Localisation du bassin de dépôt

L'aspect «grès verts» donne une idée erronée des lithologies et microfaciès qui composent la Formation de la Joux Verte. Plusieurs auteurs (Gagnebin 1932, Schroeder 1939, De Lepinay 1981) ont ainsi comparé ces dépôts au faciès de «Gault». Stampfli (1993), pour l'inclure dans la ceinture du Gault, leur attribue une position paléogéographique proche des unités de Schams . Mais nous avons montré que la Formation de la Joux Verte présente une parenté indubitable avec la Formation de l'Intyamon définie dans la nappe des Préalpes médianes (Python-Dupasquier 1990). La même parenté se remarque entre la Formation de Bonave et les Calcaires Plaquetés des Médianes. Ainsi, la localisation paléogéographique du bassin de la future nappe de la Brèche trouve bien sa place au voisinage des futures Préalpes médianes, symétriquement par rapport au seuil briançonnais, telle que Lugeon (1896) l'avait postulée.

4.2. Géométrie du bassin

La carte des isopaques permet de voir une répartition WSW-ENE de la distribution des sédiments de la Formation de Bonave (Fig. 13 au centre). Les écoulements gravitaires qui ont

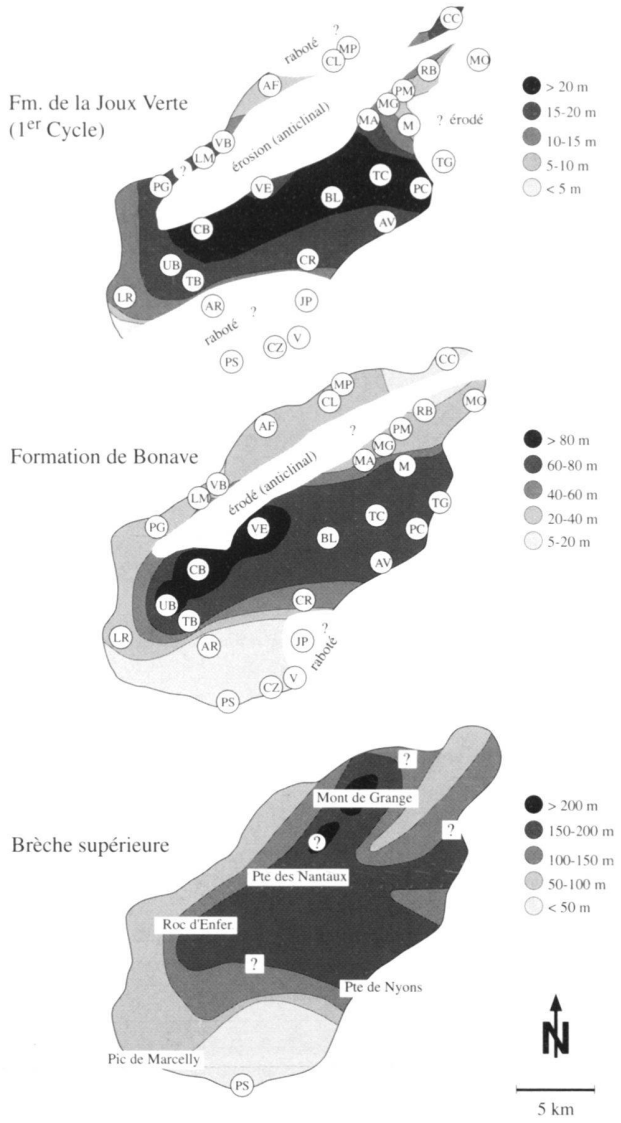


Fig. 13. Cartes des épaisseurs des formations de la Joux Verte, de Bonave et de la Brèche supérieure (données compilées de Schroeder 1939, Chessex 1959, Hendry 1969, Steffen et al. 1993). Les contours sont lissés.

engendré les dépôts de la partie supérieure de la formation constituent le facteur principal des variations d'épaisseur. La figure 13 met en évidence un dépôt-centre dans la région située entre la Pointe d'Uble et Vernay-Bron. C'est aussi dans cette région que l'on observe les sédiments à granulométrie la plus grossière et la plus grande hétérogénéité au niveau des éléments (quartzites, cherts, radiolarites et éléments cristallins). La répartition granulométrique indique une zone d'apport située au N ou au NW, alimentant un dépôt qui peut être interprété soit en remplissage de bassin, soit en accumulation convexe. La première interprétation s'insère bien dans le modèle de blocs basculés ou de «pull apart». La comparaison avec la carte des isopaques pour la Brèche supérieure indique l'héritage d'un bassin orienté WSW-ENE (Fig. 13 en bas). Une zone à dépôts réduits et moins grossiers (zone haute), préfigurée dans la partie S de la nappe, subsiste durant le dépôt de la Formation de Bonave. Par contre, dans la région du Mont de Grange une différence se manifeste, indiquant un décalage du dépôt-centre vers le SW.

La géométrie du bassin de la Formation de la Joux Verte s'avère plus difficile à circonscrire, puisque la troncature due au plan de chevauchement des Préalpes supérieures laisse une image partielle. Pour ce qui est des cycles, seul le premier, d'âge barrémo-aptien, est présent dans quasiment toutes les coupes (Fig. 13 en haut). En raison du chevauchement, la partie S de la nappe n'est plus interprétable. La partie NE exprime des différences par rapport au bassin de la Formation de Bonave. Due à la subsidence différentielle, l'amorce d'une deuxième accumulation se dessine dans cette région avec un seuil intermédiaire localisé aux alentours du Torrent des Masses.

4.3. Évolution du bassin

Les reconstitutions des environnements de dépôt durant le Jurassique (Lugeon 1896, Lemoine 1984, Weissert & Bernoulli 1985, Stampfli 1993, Steffen et al. 1993) envisagent un contexte de transtension créant des bassins en «pull apart» (Fig. 14) et/ou une morphologie de bassins basculés (tilted basins). Au Tithonien supérieur, les calcaires pélagiques témoignent d'une phase plus calme de marge passive qui s'est amorcée dès l'Oxfordien (Lemoine 1984, Borel 1995). Cette amorce semblerait se faire de façon différentielle. Boller (1963) propose un basculement du seuil Briançonnais autour d'un axe EW abaissant davantage le domaine Subbriançonnais et faisant même remonter la partie interne du Briançonnais. Le même phénomène est postulé par Borel (1995). C'est effectivement ce mouvement de bascule qui a pu engendrer la formation de la Brèche supérieure.

Au Crétacé inférieur, la sédimentation des calcaires pélagiques se fait ainsi dans un bassin préfiguré par la transtension et par les remplissages jurassiques. Plusieurs indices aident à estimer la profondeur de dépôt à ce moment. La bonne préservation des microfossiles à test calcaire (calpionelles) dans les calcaires pélagiques indique une profondeur au-dessus de la CCD. Le grand nombre de produits de plate-forme, en particulier les brèches à crinoïdes, indique la proximité immédiate d'un palier intermédiaire. L'ichnocénose observée (*Planolites*, *Chondrites* et *Thalassinoides*) donnerait une profondeur de quelques centaines de mètres (Ekdale & Bromley 1984).

Au Berriasien, ce bassin est entrainé par la subsidence thermique du domaine briançonnais (Stampfli & Marthaler 1990) et les à-coups tectoniques y sont moins fréquents. Les facteurs eustatiques dominent alors la sédimentation (Dall' Agnolo 1997), les périodes de bas niveaux marin induisant des intercalations turbiditiques (base de la zone à calpionelles B,

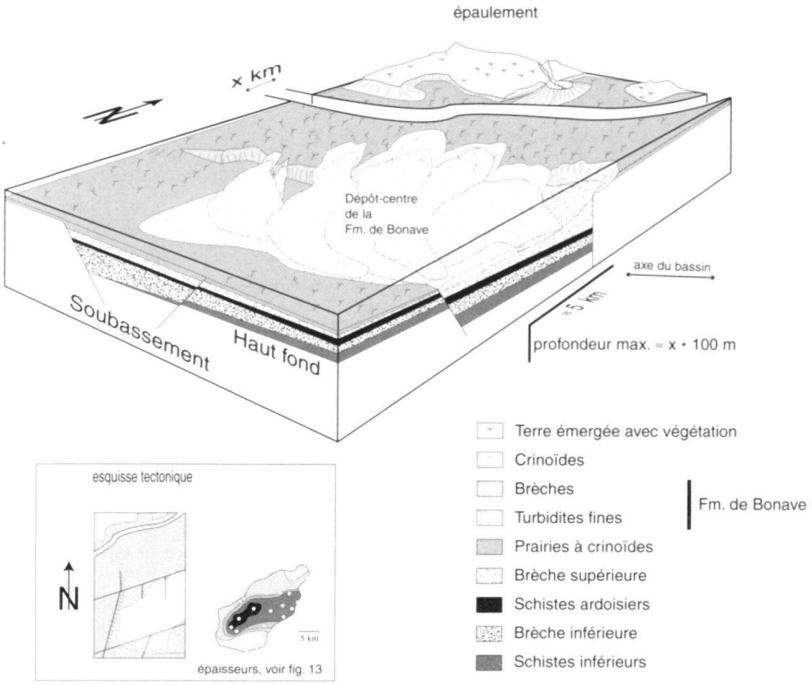


Fig. 14. Reconstitution schématique des environnements pendant le dépôt de la Formation de Bonave. L'esquisse tectonique met en évidence l'emplacement utilisé pour les cartes des épaisseurs (Fig. 13).

sommet zone C). Au Valanginien et au Barrémien, ces baisses du niveau marin, probablement associées à des à-coups tectoniques, engendrent les dépôts de microbrèches dans les zones distales, voire de brèches moyennes dans les zones proximales. Le dépôt-centre de ces avalanches sous-marines s'est déplacé vers l'Ouest par rapport à celui de la Brèche supérieure (Fig. 13 et 14). Ce décalage peut être dû, soit au déplacement de la source d'alimentation, soit à la diminution de l'espace disponible: la Brèche supérieure ayant déjà rempli la dépression, la Formation de Bonave se serait étalée plus loin.

Dès l'Aptien, on observe des signes d'un approfondissement accentué qui se poursuit jusqu'au Turonien moyen, modulé par les fluctuations eustatiques. L'ampleur de ces mouvements positifs du niveau marin s'inscrit profondément sur la bordure Nord-Téthysienne et précisément ici dans la trilogie typique de la Formation de la Joux Verte (Fig. 10). La base de chaque cycle, soulignée par des marnes sombres, est interprétée, par le faciès et l'âge des dépôts, comme l'indicateur local des grands événements anoxiques globaux (Jenkyns 1980, Erbacher & Thurow 1995, 1997).

Le bassin de dépôt semble changer de forme dès l'Aptien. Des variations d'épaisseur localisées (Torrent des Masses, Chalets de Chétillon) témoignent de mouvements différentiels. La succession de ces mouvements tend vers une ré-orientation du bassin en direction SW-NE. Serait-ce là le témoin du début des mouvements compressifs?

Dans les Préalpes Romandes la sédimentation s'arrête au Berriasien moyen, scellée par un hardground. Les fantômes de foraminifères planctoniques inclus dans celui-ci indiqueraient un dépôt ultra-condensé. La transversale des Préalpes Romandes semble donc avoir gardé, par rapport à la transversale chablaisienne, une position haute du Berriasien moyen au Turonien moyen au moins. Dès le Crétacé supérieur cette différence s'atténue. Les deux transversales évoluent en parallèle avec les dépôts semblables du faciès «Couches Rouges», puis du Flysch de la nappe de la Brèche (Fig. 12): enregistrés en continu dans les Romandes, ces faciès ne sont connus qu'en lentilles dans le Mélange Supra-Brèche dans le Chablais.

Remerciements:

Ce travail a bénéficié du soutien financier du Fonds national suisse de la recherche scientifique dans le cadre du projet n° 2000-039257.93.

Je tiens à remercier chaleureusement les personnes suivantes:

Christian Caron m'a fait profiter de sa grande connaissance de la géologie alpine. Son accompagnement sur le terrain, les discussions approfondies sur l'affleurement et sa vue d'ensemble m'ont été d'une grande aide. Les précisions structurales de Raymond Plancherel m'ont été nécessaires aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire. Michèle Caron m'a apporté son concours dans l'identification des microfaunes et des microfaciès. Regina Hable et Chantal Python par leur connaissance des faciès des Couches Rouges et de la Formation de l'Intyamon m'ont aidé à établir les corrélations entre la nappe de la Brèche et la nappe des Préalpes médianes.

Enfin le manuscrit a bénéficié d'une lecture attentive et des critiques constructives de M. Lemoine, C. Caron, M. Caron et R. Plancherel. Je leur en suis très reconnaissant.

REFERENCES

ARBENZ, K. 1947: Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland). Matér. Carte géol. Suisse, N.S. 89, 91 pp.

BADOUX, H. 1962: Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône). Matér. Carte géol. Suisse N.S. 113, 1–86.

BADOUX, H. & MERCANTON, C.H. 1962: Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. Eclogae geol. Helv. 55/1, 135–188.

BERNHEIM, P. 1962: Contribution à l'étude géologique de la région des Gets (Haute-Savoie). Thèse 3e cycle, Fac. Sci., Paris.

BLANC, E. 1995: Transect plate-forme bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien), Chronostratigraphie et transferts des sédiments. Thèse Univ. Neuchâtel.

BOLLER, K. 1963: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke. Eclogae geol. Helv. 56/1, 15–102.

BOREL, G 1995: Préalpes médianes romandes: courbes de subsidence et implications géodynamiques. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 83/4, 293–315.

BOUMA, A.H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, N.Y.

CARON, C. 1965: L'appartenance tectonique des flysch du Kalberhöni (Préalpes romandes, Suisse); considérations sur la nappe de la Simme. Bull. Soc. géol. France 7.

– 1972: La nappe Supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. Eclogae geol. Helv. 65/1, 57–73.

CARON, C. & WEIDMANN, M. 1967: Sur les flyschs de la région des Gets (Haute-Savoie). Eclogae geol. Helv. 60/2, 357–398.

CARON, M. & DUPASQUIER, C. 1989: Litho- et biostratigraphie des dépôts du «Crétacé moyen» dans les Préalpes médianes. Geobios, Mém. spéc. 11, 49–58.

CHESSEX, R. 1959: La géologie de la vallée d'Abondance, Haute-Savoie (France). Eclogae geol. Helv. 52/1, 295–400.

DE LEPINAY, B. 1981: Etude géologique de la région des Gets et de Samoëns (Haute-Savoie). Thèse 3e cycle, Paris .

DALL'AGNOLO, S. 1997: Die Kreide und das Tertiär der Brekziendecke in den französischen und schweizerischen Voralpen: Stratigraphie, Sedimentologie und Geodynamik. Thèse Univ. Fribourg.

DOUSSE, B. 1965: Géologie des Roches de Château-d'Oex (Partie orientale). Matér. Carte géol. Suisse, NS 119.

EKDALE, A. A. & BROMLEY, R. G. 1984: Comparative ichnology of shelf-sea and deep-sea chalk. J. Paleont. 58/2, 322–332.

ERBACHER, J. & THUROW, J. 1995: A model for a sea-level controlled evolution of mid-Cretaceous black shales and radiolaria. J. Paleont. 58/2, 322–332.

ERBACHER, J. & THUROW, J. 1997: Influence of oceanic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and Western Tethys. Marine Micropaleont. 30, 139–158.

GAGNEBIN, E. 1932: Sur la présence du Gault dans la nappe de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). C.R. Acad. Sci. 194, 1962–1964.

GUILLAUME, A. BERNHEIM, P. & HAAS, J. 1961: Apropos de données nouvelles sur les Flysch du secteur des Gets (Haute-Savoie, France). Estratto Boll. Soc. geol Ital. 80/3, 1–13.

HAAS, J. 1964: Contribution à l'étude géologique des régions des Gets et de Morzine (Haute-Savoie). Thèse 3e cycle, Paris.

HABLE, R. 1997: Biostratigraphie, Sedimentologie und paläogeographische Entwicklung der Préalpes médianes des Chablais (Haute Savoie) vom Apt bis Unter-Eozän. Thèse Univ. Fribourg.

HEDBERG, H. 1979: Guide stratigraphique international. Doin, Paris.

HEINZ, R.A. & ISENSCHMID, C. 1988: Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes. Eclogae geol. Helv. 81/1, 1–63.

HENDRY, H. E. 1969: Sedimentary studies in the nappe de la brèche, French prealps. Unpubl. Ph. D., Univ. Edinbourgh.

HOLLAND, C. H., AUDLEY-CHARLES, M. G., BASSETT, M. G., COWIE, J. W., CURRY, D., FITCH, H. J., HANCOCK, J. M., HOUSE, M. R., INGHAM, J. K., KENT, P. E., MORTON, N., RAMSBOTTOM, W. H. C., RAWSON, P. F., SMITH, D. B., STUBBLEFIELD, C. J., TORRENS, H. S., WALLACE, P. & WOODLAND, A. W. 1978: A guide to stratigraphical procedure. Spec. Rep. geol. London 11, 1–18.

JENKYNS, H.C. 1980: Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. J. geol. Soc. London 137/, 171–188.

LEMOINE, M. 1961: La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occicentales. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., (2), 4/3.

– 1984: La marge occidentale de la Téthys Ligure. In: Boillot, G., Montandert, L., Lemoine, M. & Biju-Duval, B. 1984: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Ed. Masson, Paris.

LUGEON, M. 1896: La région de la Brèche du Chablais (Haute Savoie). Bull. Serv. Carte géol. France (7), 49, 337–646.

MOSAR, J., STAMPFLI, G. & GIROD, F. (1996): Western Préalpes médianes: timing and structure. A review. Eclogae geol. Helv. 89/1, 389–425.

PLANCHEREL, R. (1979): Aspect de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Eclogae geol. Helv. 72/1, 145–214.

PUGIN, L. 1951: Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises). Eclogae geol. Helv. 44/2, 207–297.

PYTHON-DUPASQUIER, C. 1990: La Formation de L'Intyamon («Crétacé moyen») des Préalpes médianes Romandes. Thèse Univ. Fribourg.

RABOWSKY, F. 1920: Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Matér. Carte géol. Suisse N.S. 35.

REMANE, J. 1985: Calpionellids. In: Bolli, H. M., Saunders, J. B. & Perch-Nielsen, K. (1985): Plankton stratigraphy, Cambridge Univ. Press, 555–573.

ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. 1995: Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. Bull. Soc. géol. France, 166/6, 681–692.

SCHARDT, H. 1893: Sur l'origine des Préalpes romandes. Arch. Sci. phys. nat. (3), 30, p. 570–583.

SCHROEDER, W.J. 1939: La Brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gets. Arch. Sci. phys. nat. (Genève), (5), 21, 138 pp.

SPICHER, J.-P. 1965: Géologie des Préalpes médianes dans le massif des Bruns, partie occidentale (Préalpes fribourgeoises). Eclogae geol. Helv. 58/2, 591–742.

STAMPFLI, G. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes. Eclogae geol. Helv. 86/1, 1–45.

STAMPFLI, G. M. & MARTHALER, M. 1990: Divergent and convergent margins in the North-Western Alps confrontation to actualistic models. Geodynamica Acta 4, 3, 159–184.

STEFFEN, D., JAQUES, C., NYDEGGER, T., PETROONS, D. & WILDI, W. 1993: La Brèche du Chablais à son extrémité occidentale (Hte-Savoie, France): Sédimentologie, éléments stratigraphiques et interprétation paléogéographique. Eclogae geol. Helv. 86/2, 543–568.

TSCHACHTLI, B. 1941: Ueber Flysch und Couches Rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes. Buchdruckerei Mettler & Salz A. G., Bern.

WEGMÜLLER, W. 1953: Geologie des Niederhorn-Kummigalm Gebietes (nordöstlich von Zweisimmen, Berner Oberland). Diss. Univ. Bern.

WEISSERT, H.J., BERNOULLI, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. Geol. Rundsch. 74/3, 665–679.

Manuscrit reçu le 8 septembre 1999
Révision acceptée le 10 juillet 2000