

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 86 (1993)
Heft: 2

Artikel: La Brèche du Chablais à son extrémité occidentale (Hte-Savoie, France) : sédimentologie, éléments stratigraphiques et interprétation paléogéographique
Autor: Steffen, Daniel / Jaques, Christine / Nydegger, Thomas
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-167252>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 30.01.2025

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

La Brèche du Chablais à son extrémité occidentale (Hte-Savoie, France): Sédimentologie, éléments stratigraphiques et interprétation paléogéographique¹⁾

Par DANIEL STEFFEN, CHRISTINE JAQUES, THOMAS NYDEGGER, DOMINIQUE PETROONS et WALTER WILDI²⁾

RÉSUMÉ

Deux secteurs de l'extrémité occidentale de la Nappe de la Brèche sont étudiés: le premier dans les environs du Praz-de-Lys (Taninges) et le second vers le Col de Joux Plane (Morzine). L'analyse sédimentologique et stratigraphique révèle l'existence de dépôts gravitaires de bordure, ou proximaux par rapport à la bordure de la plate-forme (secteur du Praz-de-Lys), et de dépôts de bassin, ou distaux, (secteur du Col de Joux Plane) clairement distincts.

Les dépôts de bordure comportent à leur base une série de dolomies de type piémontais ou austro-alpin, datée du Carnien-Norien: la Formation de Chalune.

Au-dessus, la Brèche inférieure (Lias–Dogger) est composée de séquence de brèches grossières, à éléments carbonatés provenant du domaine Briançonnais, et d'intercalations turbiditiques. Cette formation constitue un prisme sédimentaire. Dans les dépôts de bassin, les Schistes inférieurs représentent l'équivalent latéral de la partie basale de la Brèche inférieure; ils passent vers le haut à des alternances de brèches et de turbidites riches en entroques. Les figures de courant et la distribution granulométrique des sédiments révèlent plusieurs sources d'apports, situées à l'Ouest et au Nord.

Dans les Schistes ardoisiers (Callovien–Oxfordien?) les faciès sont relativement uniformes d'un domaine à l'autre, comprenant notamment des turbidites, des intercalations bréchiqes et des argilites siliceuses rouges et vertes.

La Brèche supérieure (Kimméridgien–Néocomien) est formée de calcilutites et d'intercalations bréchiqes. Parmi les éléments des brèches, des schistes chloriteux, provenant d'un socle hercynien, et des quartzites viennent s'ajouter à ceux déjà présents dans la Brèche inférieure.

L'ensemble des faits observés parle en faveur d'une sédimentation «synrift» en extension oblique (*pull apart*), évoluant vers une marge continentale.

ABSTRACT

Two areas from the western end of the Breccia nappe are studied here: the first at the Praz-de-Lys (Taninges) and the second at the Col de Joux Plane (Morzine). Sedimentological and stratigraphical analysis indicates the existence of marginal or proximal deposits (Praz-de-Lys area) and, clearly distinct, basinal or distal deposits (Col de Joux Plane area).

Proximal continental slope deposits begin with Piedmont or Austro-alpine type dolomites, dated from the Carnian–Norian: the Chalune Formation. The overlying Lower Breccia Formation (= Brèche inférieure) (Lias–Dogger) consists of large breccias containing carbonates derived from the Briançonnais, alternating with turbidites. This formation constitutes a sedimentary prism. In the basinal deposits, the Lower Shale Formation (= Schistes inférieurs) is a lateral equivalent of the basal part of the Lower Breccia Formation. It grades to an alternation of breccias and turbidites, rich in crinoidal fragments. Current bedding and grainsize analysis reveal

¹⁾ Travail élaboré dans le cadre des projets FNRS no 20-26218.89, 20-30894.89

²⁾ Dépt. de Géologie & Paléontologie, 13 rue des Maraichers, CH-1211 Genève 4

several supply areas, from the west to the north. Upper Shale Formation (= Schistes ardoisiers) (Callovian–Oxfordian?) shows rather uniform facies in both areas, including turbidites, breccias and green or red siliceous shales. Upper Breccia Formation (= Brèche supérieure) (Kimmeridgian–Neocomian?) is made of calcilitites and breccias. These breccias contain elements similar to those present in the Lower Breccia Formation and chloritic hercynian shales and quartzites. Detailed sedimentological study indicates synrift deposits, most probably in a pull apart system, which evolved into a continental margin.

1. Introduction

1.1. Cadre général

Les reconstitutions de la Téthys au Mésozoïque montrent que la nappe de la Brèche provient de la bordure interne de la plate-forme carbonatée Briançonnaise. Les dépôts s'y seraient formés grâce à l'accumulation d'écoulements gravitaires (p. ex. Trümpy 1980, 1982; Lemoine 1984, Schmid et al. 1990). Le domaine paléogéographique dit de la Brèche (p. ex. Vanossi 1980) correspondrait à une zone de transition rapide entre la croûte européenne amincie et les domaines liguro-piémontais et sud-pennique, partiellement océanisés (fig. 1). Elle aurait été créée par une ouverture en extension oblique, grâce au coulissage sénestre du microcontinent adriatique par rapport au continent européen (Kelts 1981; Weissert & Bernoulli 1985; Lemoine & Trümpy 1987). La nappe de la Brèche offre la possibilité d'étudier la sédimentation liée au rifting le long de cette suture.

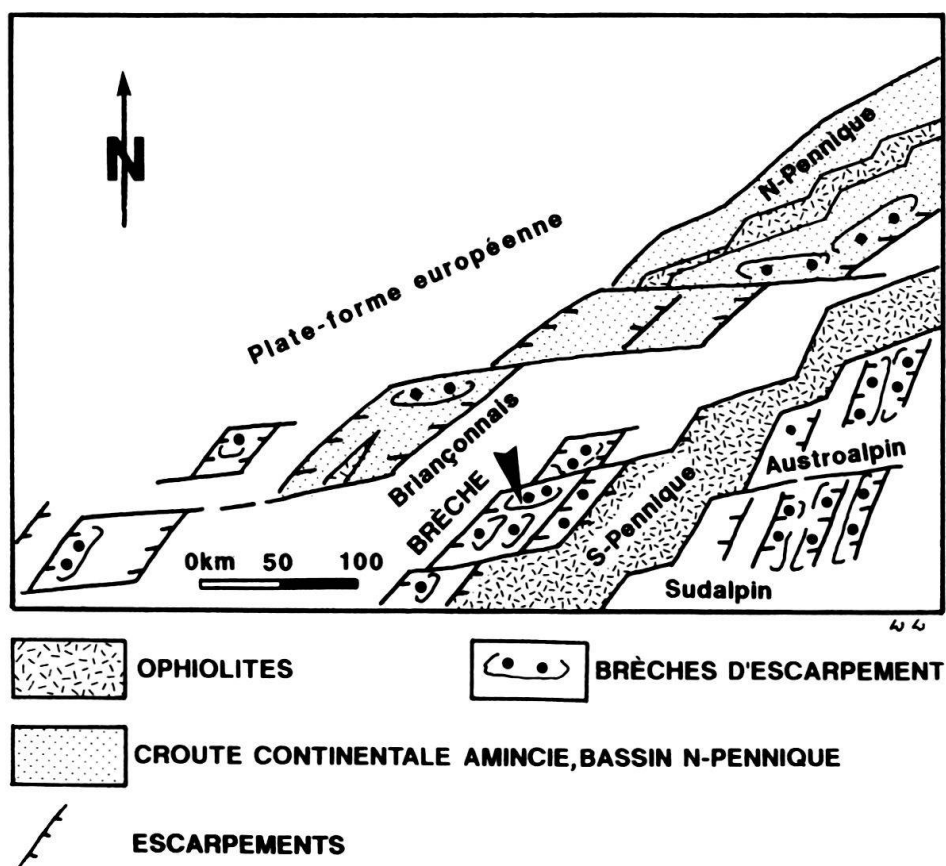


Fig. 1. Reconstitution paléogéographique de la Téthys alpine au Jurassique et localisation des principaux dépôts bréchiques, modifié d'après Schmid et al. (1990).

La nappe de la Brèche a été reconnue en tant qu'unité tectonique distincte par Schardt (1893), dont la série stratigraphique a été définie ensuite par Lugeon (1896), puis d'autres auteurs (tableau 1).

Dans ce travail, nous proposons une étude comparative de deux secteurs, situés respectivement en position distale et proximale par rapport aux sources de sédiments et ceci à proximité de la terminaison occidentale de la nappe de la Brèche (fig. 2). Le domaine intermédiaire entre ces régions extrêmes n'est pas traité ici.

Le premier secteur en position proximale (dépôts de bordure) du bassin sédimentaire de la Brèche est situé au front de la nappe. Il s'agit de la région du Praz-de-Lys (Taninges), comprenant les sommets de la Pointe de Marcelly (coordonnées Lambert 927.4/2134.2), de la Pointe de la Couennasse (coord. 927.0/2134.7), du Haut-Fleury (coord. 926.5/2136.2), de la Pointe de Chalune (coord. 927.6/2139.9) et de la Pointe d'Uble (coord. 929.1/2138.7).

Le deuxième secteur en position distale (dépôts de bassin) est situé dans la partie radicale de la nappe: Pointe de Chamossière (coord. 938.6/2134.3), Pointe d'Angolon (coord. 939.4/2135.9), Pointe de Nyon (coord. 938.6/2136.8), entre les localités de Samoëns et de Morzine, près du Col de Joux Plane.

1893 - H. SCHARDT définit la Brèche du Chablais en tant que nappe distincte et la date du Tertiaire.
1896 - M. LUGEON propose les subdivisions utilisées actuellement au sein de la nappe et leur attribue les âges qui seront confirmés par la suite (SCHROEDER 1939, CHESSEX 1959), à savoir: Brèche inférieure passant latéralement aux Schistes inférieurs (Lias sup. - Dogger), Schistes ardoisiers (Oxfordien) et Brèche supérieure (Malm). Il étudie la disposition du matériel bréchiq ue et aboutit à la conclusion que les brèches se sont formées "par la destruction des masses triasiques et liasiques placées au nord et au nord-ouest, et que les écoulements de ces masses se faisaient du côté sud et du côté sud-est".
1939 - W. J. SCHROEDER propose une carte au 1/50'000 de la partie sud-est de la nappe de la Brèche et fournit une description détaillée des principales lithologies.
1940 - And. LOMBARD, dans sa thèse sur les Préalpes médianes, consacre un chapitre à la relation entre ces dernières et la nappe de la Brèche. Il définit la "zone du col de la Ramaz" et en fournit une carte détaillée au 1/4'000.
1959 - R. CHESSEX étudie la nappe de la Brèche dans la région de la haute vallée d'Abondance. Comme LUGEON (1896), il remarque d'importantes variations dans les épaisseurs des bancs et une distribution inégale du matériel bréchiq ue.
1967 - C. CARON & M. WEIDMANN étudient les flyschs de la région des Gets (nappes Supérieures des Préalpes) et montrent que le passage de la nappe de la Brèche aux flyschs se fait par l'intermédiaire d'un complexe chaotique à éléments provenant des deux unités.
1969 - H. E. HENDRY met en évidence deux sources d'apport du matériel bréchiq ue: une au nord, dans la région du Roc de Tavaneuse, et une à l'ouest, au Pic Marcelly. Il décompose la Brèche inférieure en deux termes: un faciès bréchiq ue (matériel grossier) et un faciès flysch (matériel fin).
1972 - M. SEPTFONTAINE & R. WERNLI démontrent que les séries permo-carbonifères et triasiques sous-jacentes à la nappe de la Brèche, dans la région de Taninges, ne sont pas liées stratigraphiquement à cette dernière. Ils pensent qu'il s'agit de lentilles incluses dans un wildflysch.
1972 - M. WEIDMANN désigne le matériel triasique et le Verrucano de St-Jean-d'Aulph, au front de la nappe, comme des "blocs géants glissés dans le bassin au temps de la Brèche inférieure".

Tableau 1: Récapitulatif des principaux travaux consacrés à la Brèche du Chablais.

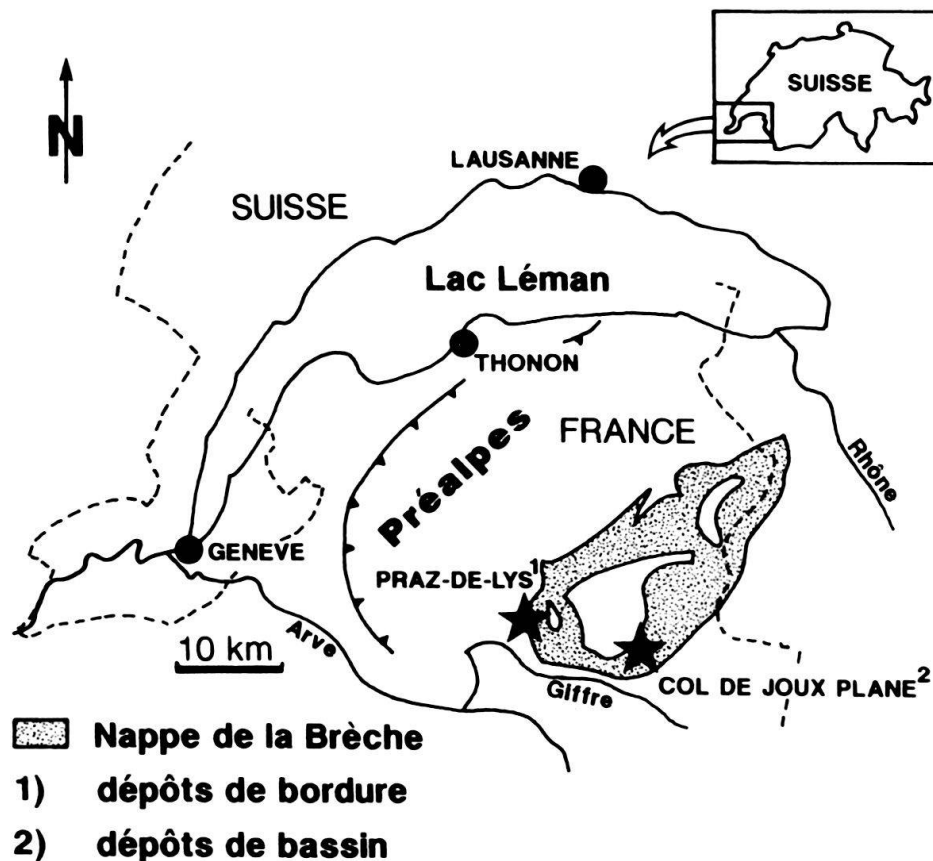


Fig. 2. Carte de localisation des secteurs étudiés.

Dans l'ensemble des Préalpes, la nappe de la Brèche surmonte la nappe des Préalpes médianes et elle est chevauchée pour sa part par les flyschs des Nappes supérieures (Caron et al. 1989). Dans la zone étudiée, le chevauchement sur la nappe des Préalpes médianes se fait par l'intermédiaire d'un wildflysch qui a été décrit par Lombard (1940) au front de la nappe sous le nom de «zone du Col de la Ramaz», et par Suchet (1988) en position interne comme «Wildflysch de Chamossière».

1.2. Stratigraphie de la terminaison occidentale de la nappe de la Brèche (fig. 3)

La succession des formations définies se résume comme suit:

La Formation de Chalune – Cette formation, présente au front de la nappe uniquement, est essentiellement constituée d'alternances de dolomies et de brèches dolomitiques (Petroons 1989; v. chap. 2);

La Brèche inférieure et les Schistes inférieurs – Ces deux formations sont considérées, comme des équivalents latéraux (Lugeon 1896); les Schistes inférieurs représentant le faciès distal de la Brèche inférieure. Le passage graduel ne permettant pas de les individualiser clairement, seul le terme de Brèche inférieure sera retenu dans ce travail (v. chap. 3.3);

Les Schistes ardoisiers – Cette formation est principalement constituée d'argilites gris sombre, rouges ou vertes parfois intercalées de niveaux calcarénitiques et bréchiques (v. chap. 4.3);

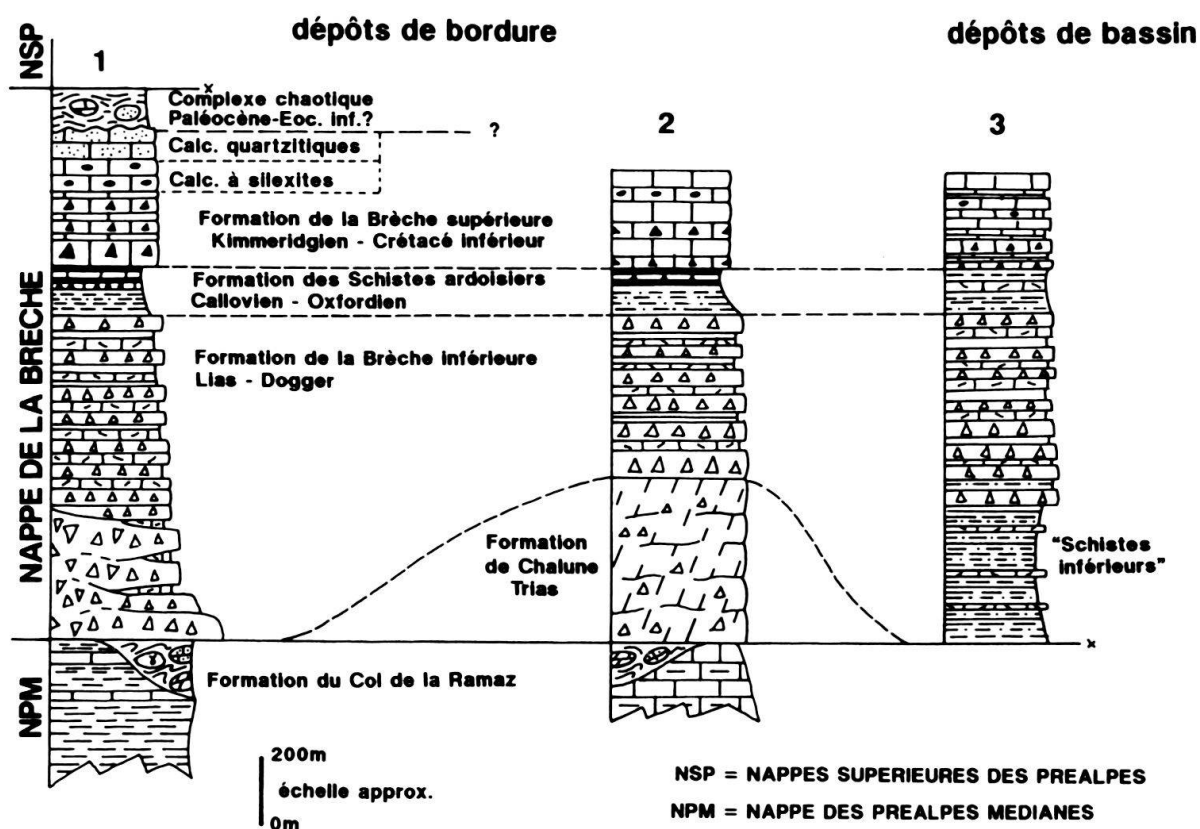


Fig. 3. Stratigraphie générale de la nappe de la Brèche: 1 – dans la région de la Pointe de Marcellly (faciès de bordure), 2 – dans la région de la Pointe de Chalune (faciès de bordure), 3 – dans la région de la Pointe d'Angolon – Pointe de Nyon (faciès de bassin). Légende des figurés, voir fig. 6.

La Brèche supérieure – Cette formation est caractérisée par des calcaires fins à intercalations de brèches, pouvant remanier non seulement des calcaires jurassiques et des dolomies triasiques, mais également du socle paléozoïque. Les membres des Calcaires à silexites et des Calcaires quartzitiques ont été distingués au sommet de la formation (v. chap. 5.3);

Les formations post-brèches – Des «grès-quartziques, noirs à vert foncé, glauconieux», des «Schistes argileux noirs, parfois rouges ou verts», puis des Couches rouges d'âge Turonien–Paléocène, analogues à celles observées dans les Préalpes médianes, ont été mentionnés par Chessex (1959, p. 346–349) au-dessus de la Brèche supérieure. Excepté sous la forme de quelques lentilles dans le wildflysch terminant la série («Complexe chaotique» de Caron & Weidmann 1967) ces termes sont absents dans la partie méridionale et occidentale de la nappe. Dans les deux secteurs étudiés, la Brèche supérieure est surmontée par un wildflysch: le wildflysch du Torrent du Roy, d'âge Paléocène à Eocène inférieur probable (Caron & Weidmann 1967; Steffen 1989), au front de la nappe et un ensemble constitué d'éléments dilacérés de la nappe de la Brèche dans une matrice argileuse dans la région de la Pointe de Nyon (Jaques 1989).

2. La Formation de Chalune

2.1. Lithostratigraphie

La Formation de Chalune (ou Dolomies de Chalune) constitue la Pointe de Chalune. Son épaisseur est estimée à environ 400 m. Les trois principaux faciès représentés sont (fig. 5):

- (1) des dolomies massives à l'aspect saccharoïde, noires à la cassure et claires à l'affleurement;
- (2) des dolomies à l'aspect identique aux précédentes, comportant de fines laminations algaires, planes parallèles ou légèrement ondulées;
- (3) des brèches monogéniques à éléments et à matrice dolomitiques.

Ces faciès s'organisent souvent en cycles métriques, qui peuvent être entrecoupés de lits pélitiques. Des fentes de dessiccation se trouvent essentiellement dans les deux premiers termes. De rares bancs calcarénitiques sombres sont présents dans le tiers supérieur de la formation. Des brèches massives, sans stratification ni granoclassement, à éléments essentiellement dolomitiques et parfois quartzitiques terminent la formation. Elles sont surmontées stratigraphiquement par de minces bancs arénitiques et des niveaux pélitiques appartenant à la Brèche inférieure. Entre le Col de Chalune et le Col de la Bolire, ces niveaux de brèches forment un synclinal serré (fig. 4).

2.2. Milieu sédimentaire et mode de dépôt

Les dolomies à laminations algaires de la Formation de Chalune (termes no 1 et no 2, ci-dessus) indiquent un milieu de dépôt confiné, de type plate-forme peu profonde à salinité élevée. Une faible augmentation de la tranche d'eau suffit à noyer le système, à interrompre la production algaire et à aboutir à la formation de dolomies massives (Schreiber & Decima 1976; Flügel 1982). Le caractère anguleux des éléments des brèches (terme no 3, ci-dessus), leur imbrication et le fait que l'on observe tous les intermédiaires

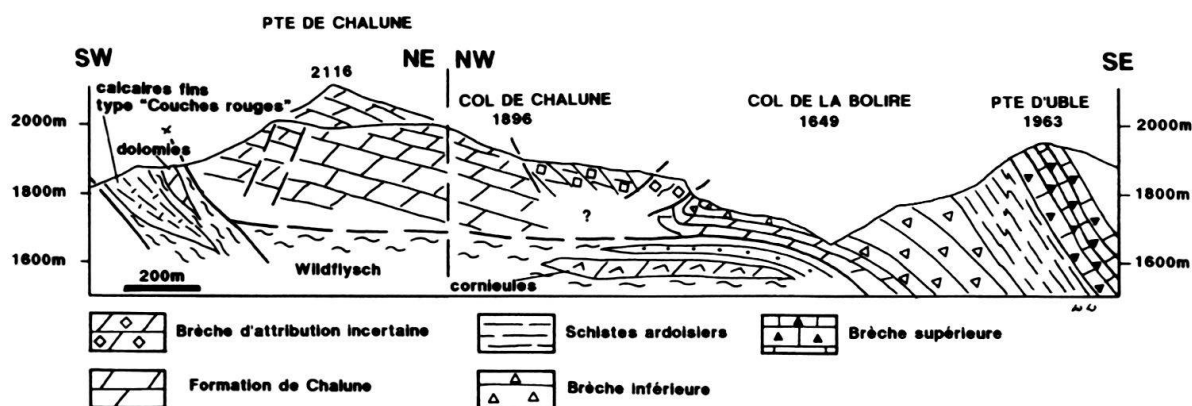


Fig. 4. Coupe géologique, de la Pointe de Chalune à la Pointe d'Uble. On remarque d'une part le chevauchement de la Formation de Chalune sur un wildflysch à lentille de cornieules, dolomies et couches rouges (cf. zone du Col de la Ramaz, Lombard 1940) et, d'autre part, un synclinal serré, au Nord-Ouest du Col de la Bolire, où la Formation de la Brèche inférieure repose stratigraphiquement sur la Formation de Chalune.

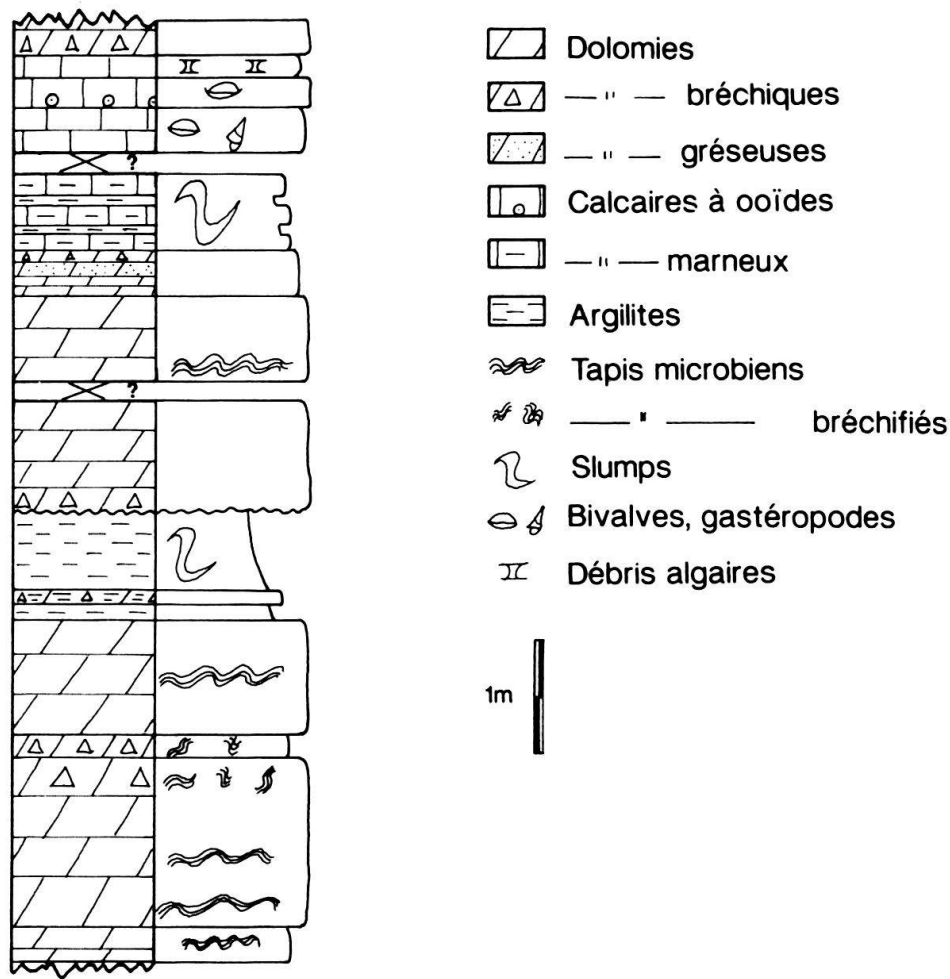


Fig. 5. Coupe de détail dans la Formation de Chalune illustrant l'agencement des principaux faciès rencontrés (coord. 927.6/2140.0).

entre des dolomies massives ou laminées et des brèches, indique une bréchification «in-situ»: fracturation par dessiccation, puis dislocation des éléments (Aigner 1985; v. aussi Gagnebin 1940, p. 18).

Pour les brèches massives sans stratification ni granoclassement du sommet de la formation, un autre mode de genèse, traduisant l'affaissement de la plate-forme, par extension tectonique et formations d'escarpements, doit être envisagé. Il s'agirait de l'amorce de l'ouverture du bassin qui va recevoir les dépôts de la Brèche. En effet, le contact stratigraphique entre les brèches massives de la Formation de Chalune et les dépôts turbiditiques de la Brèche inférieure témoigne de la continuité de l'affaissement. Cette continuité stratigraphique et sédimentologique ne nous incite pas à considérer la Formation de Chalune comme un «bloc géant» au sein de la Brèche inférieure ou une «roche reconstituée» au sens de Weidmann (1972), mais comme un témoin du substrat stratigraphique de la série de la nappe de la Brèche.

Les dolomies à laminations algaires de la Formation de Chalune ont une lithologie différente de celle des lentilles d'affinité ultrahelvétique ou briançonnaise du Wildflysch du Col de la Ramaz. Leur faciès rappelle plutôt la Dolomie principale, d'âge Carnien–

Norien, des domaines piémontais et austro-alpin inférieur (Trümpy 1969; Furrer 1985). Leur aspect saccharoïde les distingue des Dolomies blondes des Préalpes médianes (Lombard & Wernli 1977).

2.3. Age de la Formation de Chalune

Les niveaux calcarénitiques sombres, du tiers supérieur de la formation, ont livré des ostracodes du Carnien – Norien (détermination par Mme S. Crasquin-Soleau, Université de Paris VI):

- *Renngartenella* cf. *sanctaerucis* (Kristan-Tollmann & Hamedani 1973)
- *Bairdiacypris* cf. *triassica* (Kozur 1971).

Cet âge tend à rapprocher les Dolomies de Chalune à la Dolomie principale. Enfin, signalons que Ricour (1962, p. 272) rattachait déjà la Formation de Chalune à la série de la nappe de la Brèche.

3. La Formation de la Brèche inférieure

3.1. Lithostratigraphie

La Brèche inférieure présente deux types de dépôts distincts (Hendry 1969) (fig. 6):

- (1) un faciès bréchiq ue à éléments grossiers en bancs épais. Ce faciès est particulièrement développé dans les dépôts de bordure (secteur du Praz-de-Lys);
- (2) un faciès turbiditique («flysch facies» de Hendry 1969) représenté par des alternances régulières d'arénites et de pélites. Ce faciès est prédominant dans les dépôts de bassin mais il est aussi représenté dans les dépôts de bordure.

3.1.1. Les dépôts de bordure (fig. 6)

Le faciès bréchiq ue domine dans les deux premiers tiers de la formation, tandis que le faciès turbiditique est surtout présent au sommet de la formation, où il annonce la sédimentation plus fine des Schistes ardoisiers.

Les faciès bréchiq ue – Les brèches sont polygéniques et «grain supported». La matrice (moins de 10%) est constituée d'une calcarénite ou doloarénite à faible teneur en quartz et ponctuations jaunes (altération des grains de dolomie). Les éléments sont anguleux à subanguleux. La dolomie domine à la base de la formation et les éléments quartzitiques n'apparaissent que vers le haut (pour l'inventaire des éléments, v. tableau 2).

Les brèches, chaotiques et non granoclassées, ne présentent pas de stratification nette à l'échelle de l'affleurement et sont parfois surmontées de niveaux centimétriques à granulométrie plus fine, granoclassés positivement.

L'étude sédimentologique de ce faciès a porté sur quatre épisodes bréchiq ues caractéristiques:

- (1) La Brèche du Marcellly (coord. 927.4/2134.2) – Le sommet de la Pointe du Marcellly est formé sur 30 m d'épaisseur de séquences bréchiq ues difficilement séparables. Les éléments ne sont ni triés, ni orientés préféren-

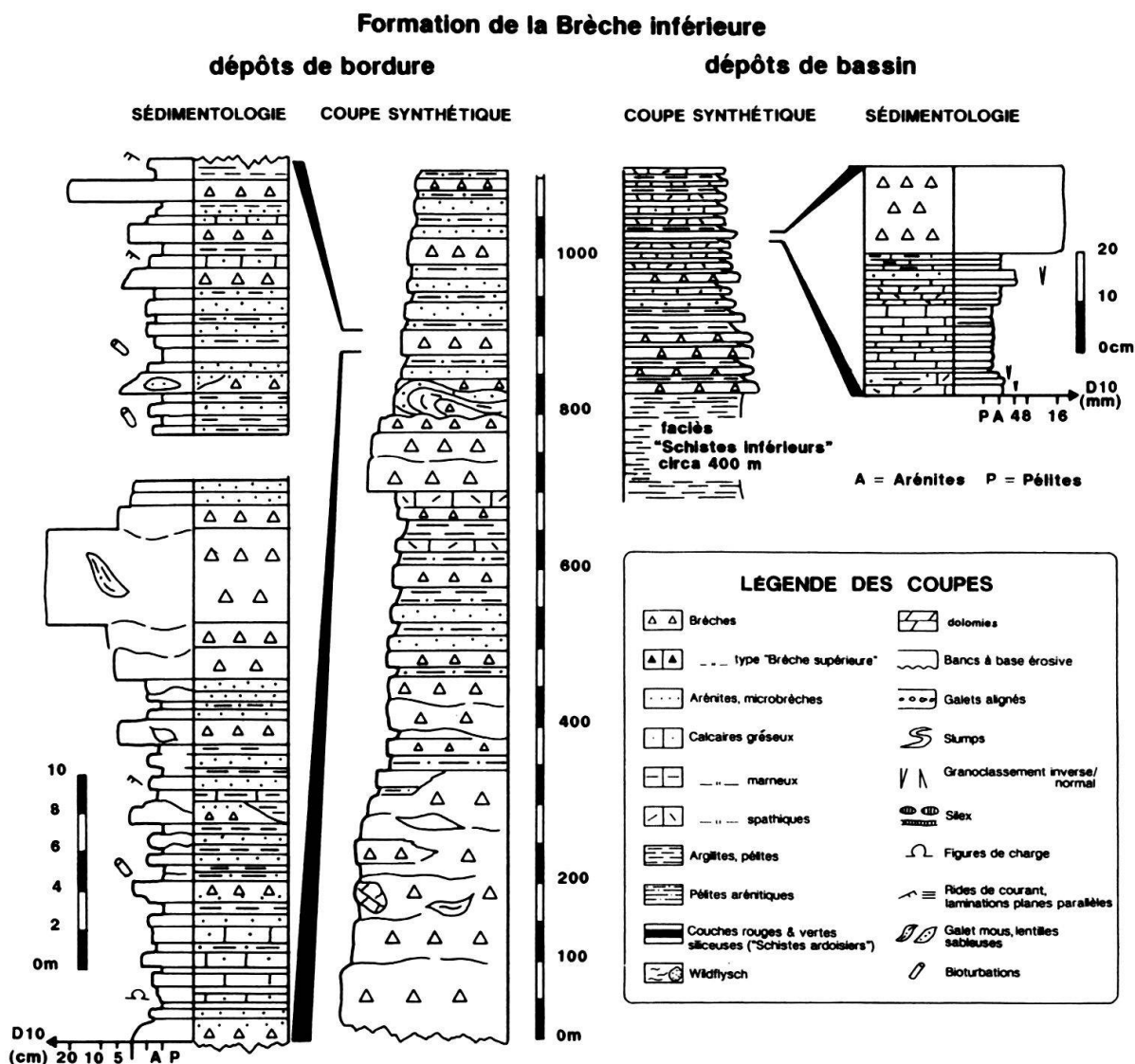


Fig. 6. Coupes synthétiques et détails (sédimentologie) de la Formation de la Brèche inférieure: *dépôts de bordure* – région de la Pointe de Marcellly (coupe de détail, coord. 926.9/2136.8). La coupe synthétique montre que les épisodes bréchiqes majeurs dominent à la base de la formation tandis que les dépôts turbiditiques deviennent plus abondants vers le sommet. Sur le plan sédimentologique, on observe que les dépôts turbiditiques sont régulièrement ponctués d'épisodes bréchiqes mineurs (D_{10} de l'ordre de 5 cm) ou d'épisodes bréchiqes de plus grande envergure isolés (ici, 8 m d'épaisseur et D_{10} supérieur à 20 cm). *dépôts de bassin* – région de la Pointe d'Angolon (coupe de détail, coord. 938.8/2134.5). La partie inférieure de la formation est représentée par des dépôts fins au faciès type «Schistes inférieurs» (Lugeon 1896, Schroeder 1939, Chessex 1959). Les brèches superposées sont de nettement moins grande ampleur que dans les dépôts de bordure. Des alternances de calcaires pélitiques et arénitiques interrompus par des épisodes bréchiqes mineurs (D_{10} généralement inférieur à 2 cm) représentent les dépôts typique en bassin. La légende des coupes présentées ici s'applique aussi aux figs. 3, 7 et 8.

tiellement ($D_{10} = 30$ cm; le D_{10} représente la moyenne du diamètre des dix plus gros éléments observés à l'affleurement, cf. Ackermann 1986). Des éléments ayant jusqu'à 1 m de diamètre sont présents (= D_{max} ; le D_{max} représente le diamètre du plus gros élément observé à l'affleurement, cf. Ackermann 1986, Schroeder 1939). De grands lambeaux de calcaires fins (galets mous?), remaniés, soulignent le caractère chaotique.

- (2) La Brèche entre Marcelly et Couennasse (coord. 927.2/2134.5) – Le principal niveau bréchiqne mesure 6 m d'épaisseur ($D_{10} = 30$ cm). Seul le dernier mètre du banc montre une diminution de la taille des éléments vers le sommet.
- (3) La Brèche de la Couennasse (coord. 927.0/2134.7) – La Pointe de la Couennasse se compose de deux niveaux bréchiqnes majeurs, respectivement épais de 2.5 m et de 1.5 m et se poursuivant à l'Est. Les éléments s'orientent préférentiellement sur un plan parallèle à la stratification. Dans la partie inférieure du banc le plus épais, la taille des éléments ne varie pas sur 1.5 m d'épaisseur ($D_{10} = 20$ cm) tandis qu'elle diminue nettement dans le dernier mètre ($D_{10} = 4$ cm).
- (4) La Brèche du Haut-Fleury (coord. 926.5/2136.2) – Le sommet du Haut-Fleury est formé de trois niveaux bréchiqnes. Les deux premiers mesurent 8 m d'épaisseur chacun ($D_{10} = 40$ cm dans la partie inférieure des bancs) et le dernier 4 m. Cet édifice repose sur des séquences du faciès turbiditique. La répartition par taille des éléments, dans le dernier niveau bréchiqne de Haut-Fleury, est la suivante: de 0 à 2.5 m, D_{10} est de 40 cm, puis de 2.5 m à 4 m, D_{10} passe de 40 cm à 8 cm. Les éléments ne s'orientent pas préférentiellement. La Brèche du Haut-Fleury montre une diminution de l'épaisseur des bancs et de la taille des éléments en direction du Sud-Est. L'épaisseur des bancs diminue vers le sommet («thinning upward»), tout comme la granulométrie («fining upward»). Sur le dos des bancs bréchiqnes, des dunes sous-marines de 5 m de longueur d'onde pour une amplitude de 50 cm (Nydegger 1989; Steffen 1989) sont observées. Des rides de courant sont enregistrées au sommet des dunes alors que des pélites s'accumulent dans les creux. Des «slumps» sont présents dans les niveaux superposés.

Des blocs plurimétriques (jusqu'à 10 m de diamètre visible, Nydegger 1989) ont été observés dans la paroi sud-ouest de la Pointe de la Couennasse (coord. 926.5/2134.9) (p. ex. fig. 9). Il s'agit de blocs isolés, interrompant la continuité des bancs alentours.

Les brèches observées dans le secteur proximal se sont déposées à partir de «debris flow» de haute densité (modèle no 3 de Lowe 1982). Un dépôt dans un environnement de chenaux est indiqué par la nature lenticulaire et le «thinning upward» des bancs bréchiqnes, devenant plus fins latéralement (Shanmugan & Moiola 1988). Les dunes sous-marines associées aux «slumps» sont caractéristiques du ressaut hydraulique, lieu où le gradient de pente diminue fortement en arrivant au pied de talus (Mutti & Normark 1987). Les méga-blocs résultent d'éboulements ponctuels.

Le faciès turbiditique – Ce faciès est principalement constitué de calcaires spathiques et de calcarénites gréseuses à ponctuations de dolomie jaune orange. Les surfaces des bancs sont marquées par des bioturbations ou la présence de débris végétaux. De rares niveaux à charbon (fragments jusqu'à 1 cm) peuvent apparaître par endroits au sein des turbidites (p. ex. Haut-Fleury, coord. 926.5/2136.2).

Au microscope, les calcarénites apparaissent comme des grainstone échinodermiques, à ciment syntaxial. Les spicules d'éponges sont fréquents et peuvent représenter de véritables passées spiculitiques. Les lithoclastes peuvent être accompagnés d'ooïdes à structure radiaire et de cristaux de feldspath. Les calciturbidites ont fourni de rares foraminifères benthiques: *Cyclogyra* sp.?, *Glomospira* sp., *Lenticulina* sp., *Nautiloculina* sp.?, *Ophthalmidium* sp.?, *Protopenneroplis* sp.? et divers nodosariidae.

Des calcaires marneux ou des schistes plus ou moins calcaires, de couleur sombre, constituent la fraction fine des turbidites.

Les turbidites montrent des séquences de Bouma (1962) complètes, bien qu'il soit souvent difficile de distinguer le membre Tc à rides de courant, et correspondent aux faciès C₁ ou C₂ de Mutti (1979). Les débris végétaux observés témoignent de la relative proximité d'une région émergée. De nombreux «slumps», dont l'axe varie de N 50° (Haut-Fleury) à N 150° (Pointe de la Couennasse), affectent les turbidites. Au sommet du Haut-Fleury, un méga-«slump» d'une hauteur de 10 m indique un sens de l'écoulement vers le sud-est.

Le faciès turbiditique n'exclut cependant pas la présence occasionnelle de bancs de brèches, pouvant atteindre 1 m d'épaisseur ($D_{10} = 0,5$ à 3 cm; $D_{max} = 10$ cm). Le granoclassement des bancs de brèche est normal, avec parfois un granoclassement inverse à la base. Ces brèches correspondent au faciès A1 de Mutti (1979), ou aux faciès no 6 et 7 de Lowe (1982). Des figures de charges («load casts») sont fréquentes à la base des bancs bréchiens, elles n'ont cependant qu'un faible relief. Ceci peut être expliqué par la faible densité du matériel échinodermique (1.2 à 1.5 g/cm³, Cain 1968), qui diminue la charge du sédiment ainsi que son pouvoir érosif lors de l'écoulement.

3.1.2. Les dépôts de bassin

Dans le secteur étudié, les 400 premiers mètres de la Brèche inférieure se composent d'une épaisse séquence turbiditique (Schistes inférieurs, Lugeon 1896), surmontée d'environ 300 m de brèches et de turbidites (fig. 6). Cette formation dessine les parois noires de la Pointe d'Angolon.

Le faciès bréchiens – Les brèches à patine sombre forment des bancs de 50 à 100 cm de puissance ($D_{10} = 0.2$ à 3 cm; $D_{max} = 4$ cm), variables latéralement en épaisseur et en composition (voir tableau 2). La matrice est rare (moins de 10 %) ou absente. Les bancs ne montrent qu'un faible granoclassement et leur base indique souvent des figures de charges («load casts»). Ces brèches résultent de «cohesive debris flow» et de «grain flow», correspondant au nos 3 et 7 de Lowe (1982).

Le faciès turbiditique – Ce faciès est composé de microbrèches, de calcaires spathiques et d'interlits schisteux. Les microbrèches sont de même composition que les brèches. Elles sont souvent granoclassées et passent graduellement aux calcaires spathiques. Ces derniers correspondent à un packstone échinodermique, plus ou moins dolomitisé. Les bancs, d'une épaisseur approximative de 10 cm, montrent parfois des rides de courant à leur base et des laminations planes parallèles à leur sommet. Ces turbidites correspondent au faciès C₂ de Mutti (1979).

3.2. Milieu sédimentaire et mode de dépôt

Au vu de ces résultats, nous pouvons conclure qu'en bordure, les faciès turbiditiques et les faciès bréchiens se sont déposés en bas de pente, dans un milieu chenalisé à haute efficacité de transport. L'alimentation provient d'une source émergée riche en végétation terrestre pour les faciès turbiditiques. Ces sédiments ont, en outre, été nourris par de véritables prairies de crinoïdes, installées vraisemblablement en bordure de plate-forme (Weidmann 1972, p. 243).

D'autre part les faciès bréchiens ont pu être formés par des éboulements sous-marins, de type «debris flow», à partir d'un talus instable orienté vers le S-SE (par rapport à la position actuelle des unités), comme l'indiquent les «slumps».

L'agencement des séquences bréchiens et turbiditiques, rencontrées entre la Pointe de Marcelly et le Col de la Bolire, révèle une accumulation de pied de talus linéaire, plutôt qu'un simple cône (pour comparaison, voir Surlyk 1984).

En position de bassin, la chenalisation est absente et les épaisseurs sédimentaires restent aussi élevées qu'en zone bordière. Les directions d'apports sont essentiellement du N vers le S.

W. J. SCHROEDER (1939)	CE TRAVAIL	DISTRIBUION					
		BORDURE			BASSIN		
		BI	SA	BS	BI	SA	BS
dolomie saccharoïde blanche	1/ dolomie blanche <i>microsparite vacuolaire</i>	●	●	●	●	●	●
calcaires dolomitiques gris, blancs ou jaunes	2/ dolomie grise ou jaune-beige <i>microsparite "léopard" *</i>	●	●	●	●	●	●
brèche dolomitique	3/ brèche dolomitique <i>cf éléments 1 et 2</i>	●	●	●	●	●	●
calcaires bleus à coraux calcaires grenus, siliceux, à débris de crinoïdes calcaires graveleux à silex	4/ calcaire gris-bleu, plus ou moins spathique à débris de macrofaune <i>packstone (parfois boundstone) biodétritique, à coraux, entroques, débris de bivalves et gastéropodes</i>	●			●		
calcaires bleus à spicules calcaires échinodermiques zonés à silexite calcaires échinodermiques à silex	5/ calcaire gris-bleu spathique <i>packstone à grainstone échinodermique</i>	●	●	●	●	●	●
calcaires échinodermiques schisteux schistes calcaires noirs	6/ schistes calcaires gris sombre <i>mudstone à wackestone comprenant plus ou moins de débris échinodermiques</i>	●	●	●	●	●	●
calcaires noirs (spongolithe)	7/ calcaire biodétritique sombre <i>packstone composé principalement de spicules d'éponges (spiculithe)</i>	●	●				
silex noirs	8/ silex noir ou brun ** <i>silice amorphe</i>	●	●	●			
quartzites blancs	9/ quartzite rose ou vert <i>sparite quartzitique</i>	●	●	●			●
grès calcaires fins et grossiers	10/ calcarénite gréseuse *** <i>packstone plus ou moins gréseux échinodermique</i>	●	●	●			
schistes quartzo-sériciteux, chloriteux, feldspathiques	11/ schistes chloriteux verts <i>métalave, peu porphyrique, léger métamorphisme schiste vert (princ. chlorite et plagioclases)</i>	●	●	●			
une roche éruptive filonienne	n'a pas été retrouvé ici						

● : rare ● : présent ● : abondant

* Microscopiquement, ces dolomies sont recouvertes de taches sombres, au contour flou, de forme variable (arrondie, en anneau ou sigmoïdale). L'origine de ces taches est inconnue, elles s'observent cependant clairement en lam mince et nous nommerons ce microfaciès caractéristique: dolomies "léopard".

** Les silex résultent de l'aboutissement d'un processus de silicification des éléments no 4 et no 5, en effet, un cortex siliceux est fréquemment développé dans la périphérie de ces derniers et peut même envahir tout l'élément.

*** Certaines de ces calcarénites gréseuses ont démontré clairement leur appartenance au faciès turbiditique de la Brèche inférieure et sont remaniée, ici, sous forme d'éléments.

La seule indication, concernant la profondeur de dépôt, peut être tirée de la présence de radiolaires et de l'absence de toute faune autochtone à test calcaire, ammonites ou autres, ce qui indiquerait une position à proximité ou en-dessous de la CCD.

3.3. Age de la formation

Aucun argument biostratigraphique direct n'est venu s'ajouter aux données déjà connues (Lugeon 1896, Schroeder 1939, Chessex 1959, Weidmann 1972, p. 241–243). La comparaison entre les éléments des brèches et la série stratigraphique des Préalpes médianes indique un remaniement du Trias et du Lias, et ceci dès le début de la sédimentation de la Brèche inférieure. Dans le secteur étudié, en l'absence d'une formation du type Calcaires inférieurs (Lugeon 1896, Schroeder 1939, Chessex 1959), l'âge de la base de la Formation de la Brèche inférieure doit se situer après le Rhétien. En considérant que la base des Schistes ardoisiers se situe dans le Callovien et que notre étude de terrain n'a mis en évidence aucune lacune de sédimentation majeure, on peut estimer que la Brèche inférieure s'est déposée au Lias et au Dogger.

4. La Formation des Schistes ardoisiers

4.1. Lithostratigraphie

La Formation des Schistes ardoisiers, au comportement tectonique ductile, est souvent étirée entre les deux formations plus compétentes que sont la Brèche inférieure et la Brèche supérieure.

4.1.1. Le faciès de bordure (fig. 7)

L'arête nord-est de la Pointe de la Couennasse permet l'observation de toute la formation; elle atteint là son épaisseur régionale maximale de 170 m. Le passage de la Brèche inférieure aux Schistes ardoisiers s'effectue de manière graduelle.

La Formation des Schistes ardoisiers est dominée par des schistes pélitiques argilo-siliceux sombres, finement gréseux. Ce sont des wackestone à packstone, siliceux et bioclastiques à spicules d'éponges et radiolaires. La recristallisation de ces derniers rend impossible leur identification. Ces schistes incluent des interlits arénitiques fins de 0.5 à 3 cm d'épaisseur, et comprennent les termes Tc-e ou Td-e des séquences de Bouma (1962) (faciès D₃ de Mutti 1979). Des séquences bréchiques ou microbréchiques (1 à 5 cm d'épaisseur) n'apparaissent plus que de façon épisodique.

Le dernier tiers de la formation révèle des lithologies caractéristiques. Il s'agit de schistes siliceux rouges ou verts, correspondant à des wackestone à spicules d'éponges et rares fantômes de radiolaires. Ces dépôts coïncident avec l'arrivée de nouvelles brèches plus importantes au caractère mixte: leur pauvreté en matrice (moins de 10%) rappelle

Tableau 2: Inventaire et distribution stratigraphique des éléments remaniés dans les brèches; comparaison avec les observations de Schroeder (1939). BI = F. de la Brèche inférieure, SA = F. des Schistes ardoisiers, BS = F. de la Brèche supérieure.

la Brèche inférieure, alors que l'apparition d'éléments de schistes chloriteux est caractéristique de la Brèche supérieure.

Le passage de la Formation des Schistes ardoisiers à la Brèche supérieure s'effectue graduellement par l'intercalation de calcaires fins. Le dernier banc de schistes rouges ou verts, ultime indice d'un mode de sédimentation à dominante siliceuse par opposition aux sédiments calcaires de la Brèche supérieure, marque le sommet des Schistes ardoisiers.

La puissance des niveaux bréchiques dans la partie supérieure de la formation ne dépasse pas 1 m. Au Chalet du Roy (coord. 927.7/2135.3), des brèches polygéniques à granoclassement normal, dont la proportion de matrice est inférieure à 10% à la base et atteint 40% au sommet des bancs ($D_{10} = 1$ à 3 cm, $D_{max} = 10$ cm), sont observées. Ces dépôts de «grain flow» correspondent au faciès no 7 de Lowe (1982).

Des microbrèches, riches en matrice calcaire et à granoclassement normal apparaissent au sommet de la formation. Les éléments se touchent dans la partie inférieure des bancs uniquement. Une stratification interne résulte de la répartition en horizon des éléments («traction carpet layers», Lowe 1982).

4.1.2. Les dépôts de bassin (fig. 7)

Les Schistes ardoisiers affleurent sur une épaisseur de 150 m. La base de la formation, souvent recouverte d'éboulis, est mal connue. Des calciturbidites microbréchiques ou spathiques, granoclassées, à matrice micritique, surmontées de pélites sombres, représentent les premières lithologies caractéristiques des Schistes ardoisiers. Des rides de courant dans les faciès fins indiquent un apport du NE.

Un niveau de schistes verdâtres à micas a été décrit comme niveau repère au sommet de ces couches (Lugeon 1896, Schroeder 1939, Chessex 1959). Il s'agit de wackestone siliceux à radiolaires et spicules.

La partie supérieure de la formation révèle des calciturbidites microbréchiques granoclassées ($D_{10} = 0.2$ à 0.8 cm) à matrice microgrenue riche en radiolaires et spicules. Les éléments sont essentiellement des débris d'entroques. Au sommet de la formation, des bancs calcaires plus fréquents marquent le passage à la Brèche supérieure.

4.2. Milieu sédimentaire et mode de dépôt

Les pélites siliceuses des Schistes ardoisiers indiquent, en bordure comme en bassin, un dépôt en dessous de la CCD. Le terme d'argiles marines (*deep sea clay*) est préférable à celui de radiolarites, étant donné la faible proportion de radiolaires que renferment ces sédiments. L'essentiel des dépôts résulte de courants turbiditiques à faible densité (Lowe 1982).

La diminution des épisodes turbiditiques gréseux et bréchiques entre la Brèche inférieure et les Schistes ardoisiers révèle un blocage des régions sources, par une élévation du niveau marin et/ou par un ralentissement de l'activité tectonique sur les marges du bassin.

Le matériel échinodermique provient probablement des plates-formes entourant les hauts fonds briançonnais. Deux hypothèses sont proposées pour expliquer la plus grande abondance de débris d'échinodermes dans le secteur Nylon – Angolon (bassin) que dans le secteur du Praz-de-Lys (bordure):

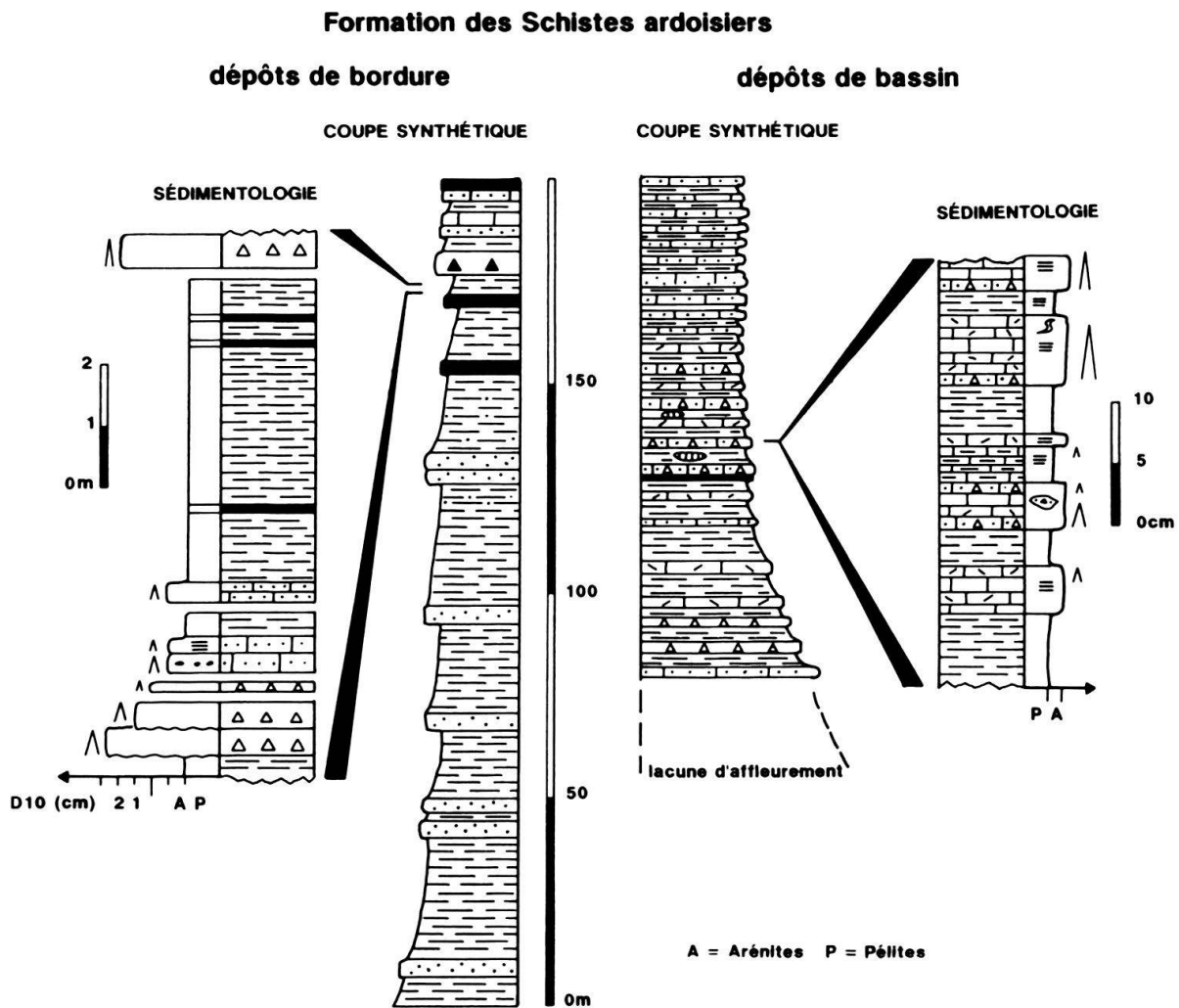


Fig. 7. Coupes synthétiques et détails (sédimentologie) de la Formation des Schistes ardoisiers: *dépôts de bordure* – région de la Pointe de Marcellly (coupe de détail, coord. 927.6/2135.6). La formation est dominée par des schistes pélitiques argilo-siliceux. On observe dans la partie supérieure de la formation des épisodes bréchiques annonçant la Brèche supérieure et des niveaux de schistes siliceux rouge et vert présents exclusivement dans les Schistes ardoisiers. Le dernier horizon des schistes siliceux rouges et verts marque la terminaison de la formation.

dépôts de bassin – région de la Pointe de Nyon (coupe de détail, coord. 938.7/2136.6). Des calciturbidites microbréchiques ou spathiques sont plus massivement présentes que dans les dépôts de bordure et suggèrent, de ce fait, deux sources d'alimentation différentes pour les secteurs de la Pointe de Marcellly et la Pointe de Nyon.

- (1) en position distale, les apports sont délestés du matériel terrigène plus dense que les débris échinodermiques (Cain 1968, Ruhrmann 1971), ce qui n'est pas le cas en position proximale;
- (2) deux sources différentes alimentent chacun des secteurs étudiés.

Les directions divergentes des apports observées sur le terrain plaident en faveur de la deuxième hypothèse. La régularité de l'épaisseur de la formation écarte l'idée d'un dépôt en pied de talus et révélerait plutôt une sédimentation dans un bassin confiné par des reliefs (*ponded basin*).

4.3. Age de la formation

Pseudocylammina cf. sequana MOHLER et *Conicospirillina basilensis* indiqueraient la présence de l'Oxfordien au sein de cette formation (Trümpy 1955, Chessex 1959, Weidmann 1972). Néanmoins, une révision de ces faunes à la lumière des connaissances actuelles serait nécessaire pour s'assurer de cet âge (Dr. M. Septfontaine, comm. pers.). L'apparition de sédiments siliceux hémipélagiques constitue à ce jour un moyen raisonnable pour dater les Schistes ardoisiers. Il est en effet tentant de corréliser cet événement avec les radiolarites téthysiennes alpines (Baumgartner 1987, Trümpy 1980), ce qui donnerait un âge Callovien–Oxfordien.

5. La Formation de la Brèche supérieure

5.1. Lithostratigraphie

La Formation de la Brèche supérieure marque le retour à une sédimentation plus carbonatée, après l'épisode argilo-siliceux des Schistes ardoisiers.

5.1.1. Les dépôts de bordure (fig. 8)

La Brèche supérieure débute avec d'importantes séquences bréchiques, séparées par des niveaux de calcaires fins. Vers le milieu de la formation, les brèches disparaissent progressivement. Des plaques et nodules de silex apparaissent plus haut et définissent le Membre des Calcaires à silexites. Au sommet de la formation des calcaires plus riches en matériel terrigène forment le Membre des Calcaires quartzitiques.

Les brèches sont polygéniques à granoclassement normal. Seuls les éléments les plus grands, à la base des bancs, se touchent (pour la composition, voir tableau 2). La proportion de matrice, de 25 à 40 %, est nettement plus élevée que dans la Brèche inférieure. Il s'agit de mudstone à packstone formé de pellets micritiques, parfois recristallisés en microsparite. Des cristaux de dolomite, du quartz détritique et des plaques d'échinodermes sont souvent présents. Des galets mous de composition identique à la matrice se trouvent incorporés dans la brèche. Ces galets ou lambeaux échappent au granoclassement.

Les niveaux bréchiques les plus importants s'observent à l'Est du Lac du Roy. Vers le Sud, au Planay, leur épaisseur et le diamètre des éléments diminuent, ce qui indique un éloignement de la source.

Dans les Calcaires à silexites, des niveaux de silex d'environ 5 cm se développent parallèlement à la stratification (p. ex. sentier du Lac du Roy, coord. 927.7/2136.2).

Le passage aux Calcaires quartzitiques est graduel. Ceux-ci se présentent sous la forme de bancs calcarénitiques gréseux, fréquemment bioturbés au sommet. Leur épaisseur varie de 5 à 50 cm, avec une moyenne de 30 cm.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone composé de pellets micritiques à rares calpionelles, fragments d'ooïdes, débris d'échinodermes et grains de quartz, feldspath et dolomite.

Formation de la Brèche supérieure

dépôts de bordure

dépôts de bassin

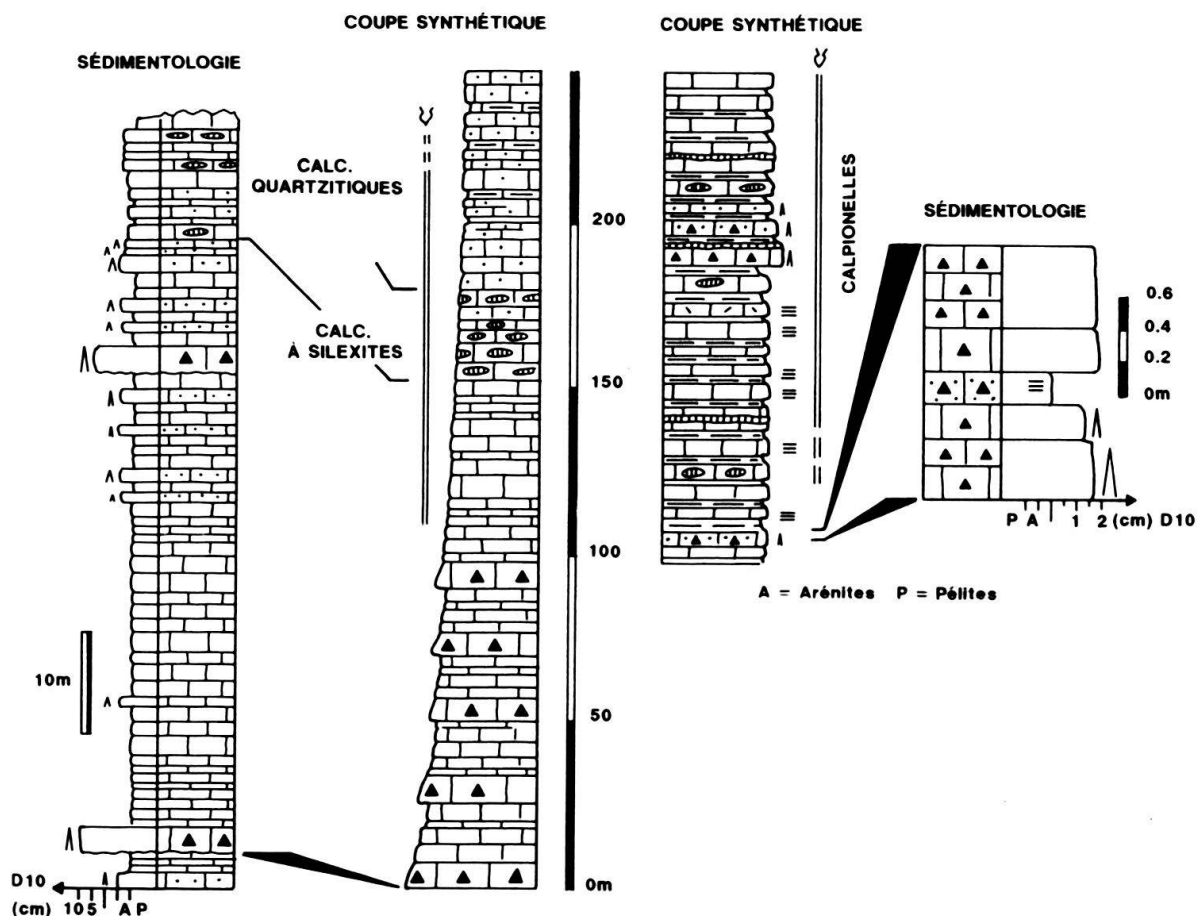


Fig. 8. Coupes synthétiques et détails (sédimentologie) de la Formation de la Brèche supérieure: *dépôts de bordure* – région de la Pointe de Marcellly (coupe de détail, coord. 928.6/2134.4). Les épisodes bréchiques se situent dans la partie inférieure de la formation et sont séparés par des calcaires fins. Au-dessus, on distingue le membre des Calcaires à silexites (nombreux horizons de silex) et le membre des Calcaires quartzitiques (calcarénites gréseuses), ce dernier terminant la formation. *dépôts de bassin* – région de la Pointe de Nyon (coupe de détail, coord. 2136.8/938.5). Les épisodes bréchiques sont de moins grande envergure que dans les dépôts de bordure (D_{10} généralement inférieur à 2 cm). Des horizons à silex ont aussi été repérés mais de manière diffuse et ne permettent pas de définir strictement le membre des Calcaires quartzitiques. Pour la légende des symboles utilisés, voir fig. 6.

5.1.2. Les dépôts de bassin (fig. 8)

La Brèche supérieure est formée d’une série de 150 à 200 m d’alternances de brèches granoclassées ($D_{10} = 5$ cm, D_{max} de 7 cm) et de calcaires fins. Des dolomies gris-noir et des calcaires échinodermiques forment l’essentiel des éléments, les quartzites sont rares et les schistes verts chloriteux, fréquents en bordure, n’ont pas été observés ici (voir tableau 2).

La matrice est identique en proportion et en composition dans les dépôts de bordure et de bassin.

Les calcaires fins, clairs, sont lités en bancs de 2 à 30 cm, séparés par des niveaux plus argileux. Il s'agit de micrite à petits grains de quartz, fantômes de radiolaires, spicules et rares calpionelles. Des laminations planes parallèles, des rides de courant et des slumps sont présents.

Sur deux horizons, ces calcaires contiennent des silex, en couches (3 à 4 cm) ou en rognons. Néanmoins, l'apparition sporadique de ces niveaux ne permet pas d'individualiser le membre des Calcaires à silexites, bien qu'il s'agisse certainement d'un équivalent latéral de ces derniers. Dans la région de la Pointe de Nyon, les apports proviennent principalement d'un secteur NW à NE.

5.2. Milieu sédimentaire et mode de dépôt

Le transport des brèches s'est effectué par *mud flow* (Lowe 1982), dans une matrice de boues calcaires. La variation rapide des faciès en position proximale peut indiquer une baisse de l'efficacité de transport (Mutti 1979). Pendant le déplacement, ces coulées incorporent des galets mous du substratum. La variation de la composition des brèches, entre les dépôts de bordure et les dépôts de bassin, et des directions de transport sont en faveur d'une alimentation du bassin à partir de deux sources au moins (v. chap. 7).

5.3. Age de la formation

Des calpionelles du Tithonique supérieur – Berriasien inférieur apparaissent bien au-dessus de la base de la formation (*Calpionella alpina* LORENZ, forme sphérique; *Crassicolaria*). Dans la coupe du sentier du Roy, *Calpionella elliptica* CADISCH est présente dès la base des Calcaires quartzitiques. La partie supérieure de la formation n'a pas fourni de faune. Dans les secteurs étudiés, rien ne nous permet pour l'instant d'affirmer que la Brèche supérieure dépasse le Néocomien, pour atteindre le Barrémien, voire le Cénomaniens comme cela a été proposé en Chablais (Caron & Weidmann 1967, p. 379–380). La base de la formation serait d'âge Kimméridgien probable (Schroeder 1939, Chessex 1959).

6. Les formations post-brèches: le Wildflysch du torrent du Roy

La Brèche supérieure (cf. chap. 1), est suivie en règle générale par un wildflysch de composition variable. L'affleurement du Torrent du Roy (secteur du Praz-de-Lys, coord. 927.9/2136.75; Caron & Weidmann 1967, p. 370, terme no 3; Schroeder 1939, p. 45, terme no 9) a été revisité dans le cadre de cette étude.

La matrice du wildflysch est constituée de pélites argileuses, gris-noir, fortement écrasées. Les éléments comprennent les types pétrographiques suivants:

- (1) calcaires gréseux gris, rappelant les Calcaires quartzitiques de la Brèche supérieure;
- (2) quartzites verdâtres, sombres, glauconieuses, à l'aspect «huileux», rappelant le faciès «Grès verts helvétiques» du Crétacé «moyen» du domaine helvétique (Delamette 1986);
- (3) calcaires fins marneux, beiges, de type Couches rouges, à foraminifères planctoniques du Campanien sup. – Maastrichtien;
- (4) calcaires fins, de type Couches rouges, à foraminifères planctoniques, d'âge Paléocène basal éventuel.

Seule la première de ces lithologies rappelle une origine au sein du bassin de la Brèche. La question se pose alors de savoir quelle était la sédimentation dans ce bassin entre le Berriasien et le Paléocène. Le wildflysch ne semble pas remanier, ici, d'éléments provenant des nappes de flyschs qui lui sont superposées. Il s'agirait donc plutôt de «debris flow» provenant d'un haut fond relatif au voisinage du bassin, antérieurs aux phases orogéniques principales.

7. Eléments paléogéographiques

7.1. Reconstitution des corps sédimentaires

7.1.1. La Brèche inférieure

Des variations d'épaisseur importantes sont observées dans la Brèche inférieure en bordure de bassin: à la Pointe de Marcelly, la formation atteint 1750 m d'épaisseur, puis 1550 m à la Pointe de la Couennasse, 950 m au Haut-Fleury et 0 m au Col de la Ramaz. Le contact tectonique de la nappe de la Brèche sur la nappe des Préalpes médianes intervient certainement dans cette brusque variation d'épaisseur. La base de la Brèche inférieure a pu être rabotée lors de la mise en place de la nappe. Cependant, comme Lugeon (1896) l'avait déjà mentionné, il ne s'agit pas d'une discordance purement tectonique, comme l'indiquent également nos observations:

- (1) dans la paroi sud-ouest, qui s'étend de la Pointe du Marcelly à la Pointe Perret, les bancs de la Brèche inférieure se redressent du Sud-Est vers le Nord-Ouest et ne butent sur le substratum qu'avec un angle très faible (fig. 9);
- (2) les pendages augmentent en montant dans la série et révèlent une disposition en éventail des niveaux (fig. 10);
- (3) l'épaisseur des épisodes bréchiqes majeurs au sein de la formation varie. Dans la région de la Pointe du Marcelly, la brèche du Marcelly se situe à 250 m en-dessous du sommet de la formation, tandis qu'à la hauteur de la Pointe du Haut-Fleury, ce même niveau est à 500 m du sommet de la formation. La brèche de Haut-Fleury se comporte de manière identique (fig. 10).

Ceci témoigne du fait que le corps sédimentaire de la Brèche inférieure constitue un prisme de dépôt.

La brèche du Haut-Fleury montre une diminution de l'épaisseur des bancs et de la taille des éléments du Nord-Ouest vers le Sud-Est, tandis que la Brèche du Marcelly atteint sa puissance maximum de 30 m à la Pointe du Marcelly. Dans un premier temps la principale zone d'apport se situait à proximité de la Pointe de Marcelly, ensuite, plus au Nord, dans la région de la Pointe du Haut-Fleury. Ces observations indiquent une migration latérale de la source de matériel bréchiqes par rapport au bassin au cours du temps. La géométrie particulière des bancs au sein de la Brèche inférieure illustre l'évolution de la partie marginale d'un prisme sédimentaire lors de l'ouverture d'un bassin, au voisinage de failles d'extension.

En position de bassin, les variations d'épaisseurs de la Brèche inférieure sont plus faibles. Cependant les faciès bréchiqes sont limités au sommet de cet ensemble, ce qui indiquerait une progradation de la bordure vers le bassin.

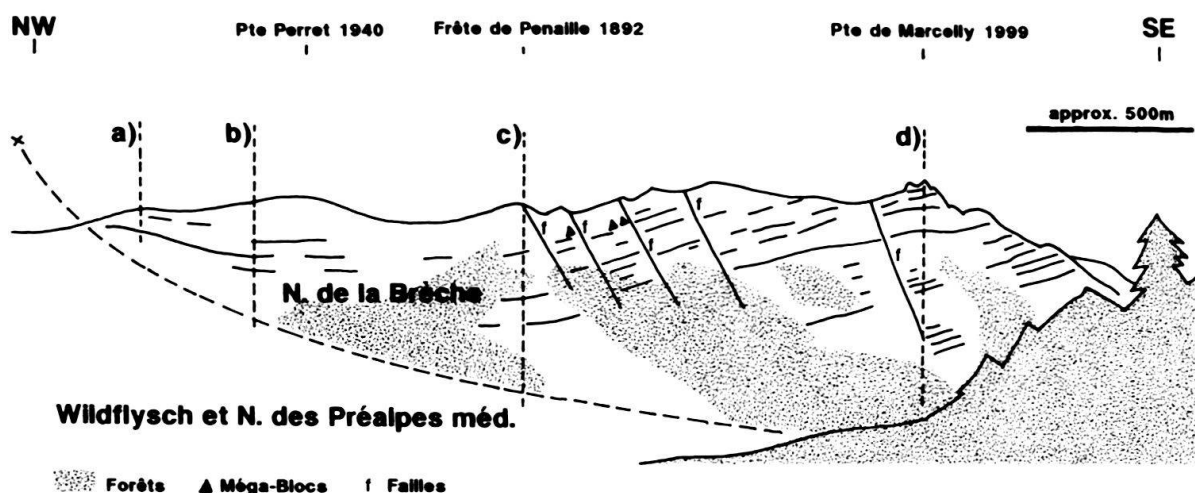


Fig. 9. Vue de la paroi sud-ouest de la Pointe de Marcellly à la Pointe Perret. Cette vue illustre la position des méga-blocs ainsi que le redressement du pendage des bancs de la Brèche inférieure, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, au contact du plan de chevauchement de la nappe de la Brèche sur la nappe des Préalpes médianes. Une série de failles alpines s'observe sur cette paroi, leur rejeu est cependant très faible et, de ce fait, n'affecte quasiment pas la géométrie de l'ensemble (a, b, c, d = position des coupes sériées de la fig. 10).

7.1.2. Les Schistes ardoisiers et la Brèche supérieure

A l'échelle du bassin, les Schistes ardoisiers ont une épaisseur régulière, de 150 à 200 m, malgré la diminution de la granulométrie de la bordure vers le bassin. Il en est de même pour la Brèche supérieure, épaisse de 200 m à 300 m, ce qui indiquerait un ralentissement de la distension tectonique.

7.2. Origine des éléments remaniés dans les brèches et relation paléogéographique avec le Domaine Briançonnais

Une attribution des éléments inventoriés dans les brèches (tableau 2) aux différents types lithologiques rencontrés dans leur contexte stratigraphique, dans les Préalpes médianes ou dans d'autres unités Briançonnaises, est proposée ici. On reconnaît ainsi dans l'ordre stratigraphique des éléments:

- (1) les schistes chloriteux verts provenant de méta-laves permo-carbonifères (él. no 11, tableau 2);
- (2) les quartzites, comparables aux quartzites de la base du Trias (Werfénien?) (p. ex. Sous-le-Rocher, Taninges, Septfontaine & Wernli 1972) (él. no 9, tableau 2);
- (3) les dolomies blanches, rapprochées aux «dolomies blondes» noriennes des Préalpes médianes décrites par Lombard & Wernli (1977) (él. no 1, tableau 2);
- (4) les dolomies à faciès «léopard» signalées à Champ-Fleuri au Môle par Lombard & Wernli (1977) et attribuées, par ces auteurs, au Rhétien (él. no 2, tableau 2);
- (5) les calcaires spathiques corrélés avec les calcaires liasiques (sans plus de précision) des Préalpes médianes (p. ex. Peterhans 1926, Septfontaine & Lombard 1976, Septfontaine 1983, Mettraux 1989) (él. no 5, tableau 2);
- (6) les spiculites rappelant celles de la Formation des Brasses des Médianes, datées, en Chablais, du Sinémurien – Pliensbachien (Septfontaine, 1983) (él. no 7, tableau 2).

Cette composition indique clairement qu'une plate-forme de type Briançonnais a été partiellement démantelée lors de la formation des brèches.

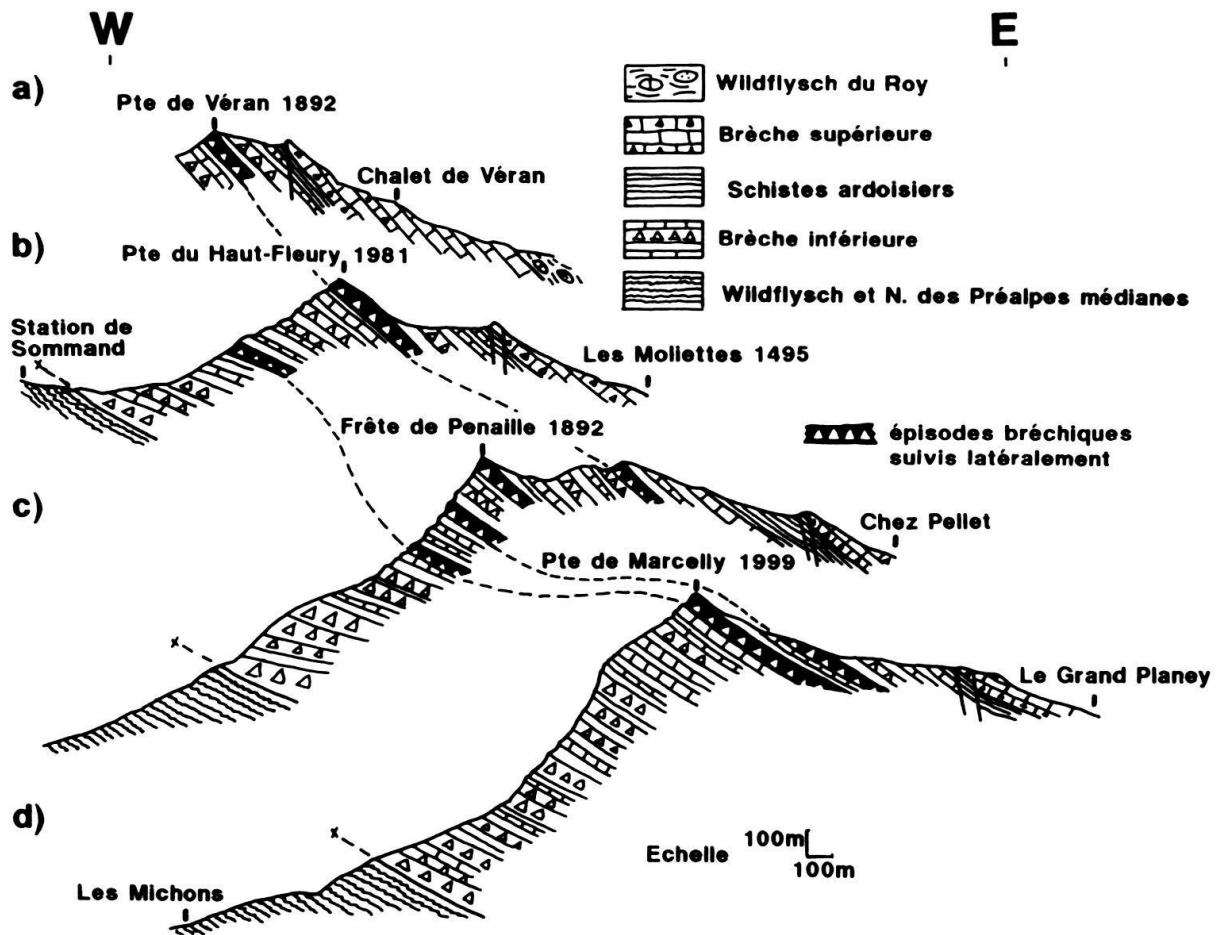


Fig. 10. Coupes séries dans la nappe de la Brèche de la région Sommand-Praz-de-Lys. Des épisodes bréchiques majeurs de la Formation de la Brèche inférieure, corrélés latéralement, servent d'horizons repères et mettent en évidence des variations latérales d'épaisseur au sein de la formation: d'une part, entre ces épisodes bréchiques et, d'autre part, par rapport à la base et le sommet de la formation.

Les éléments problématiques sont les calcaires attribués au Lias, les spiculites, ainsi que les débris d'entroques resédimentés en quantité dans les calciturbidites de la Brèche inférieure. En effet, les dépôts du Lias ne sont présents dans les Médiannes rigides que sous la forme de remplissage de karst (Baud & Masson 1975). Il est possible qu'une autre plate-forme, plus profonde que celle des Médiannes rigides et comparable au domaine des Médiannes plastiques, se trouvait en bordure de bassin, entre les domaines des Préalpes médianes rigides (Briançonnais) et de la Brèche (Piémontais).

Les débris végétaux resédimentés avec le matériel terrigène indiquent un apport de ce dernier à partir d'une zone émergée. Cette zone, d'une extension incertaine, n'est pas identifiée actuellement avec certitude dans les unités briançonnaises de la transversale examinée. Elle pourrait correspondre, selon Stampfli & Marthaler (1990, fig. 5) à la zone paléogéographique du Mont-Fort, qui aurait représenté à l'époque l'épaule du rift piémontais. Cette hypothèse s'accorde avec les indices d'émersions dans la partie interne des Préalpes médianes entre le Lias et le Dogger (Baud & Masson 1975).

Les structures sédimentaires au sein de la Brèche indiquent un apport du matériel transporté par des turbidites à partir du secteur compris entre l'Ouest et le Nord. Ce

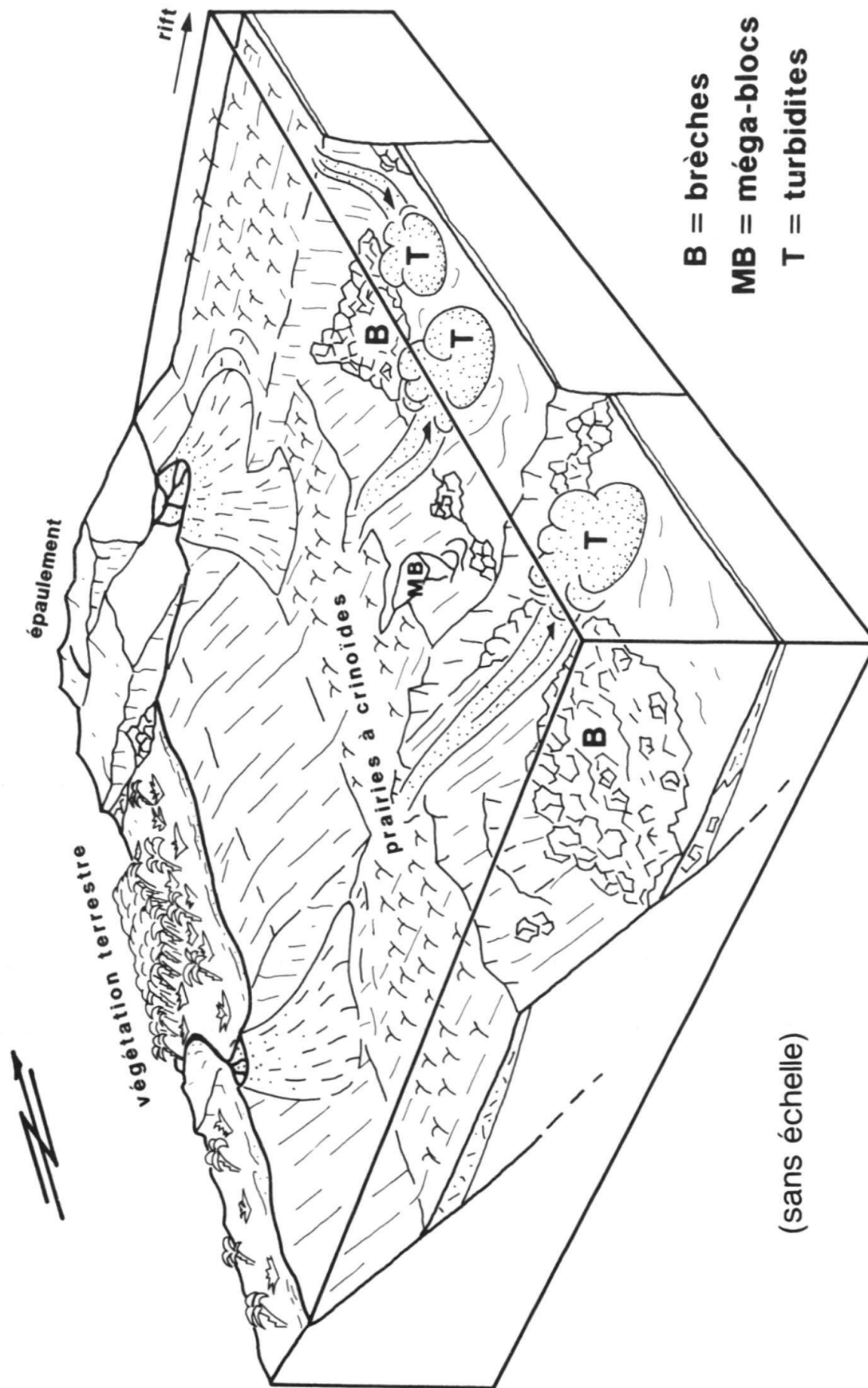


Fig. 11. Reconstitution des environnements de dépôt (paysage possible) au temps de la Brèche inférieure (Lias moy?–Dogger), dans un contexte de bassin en «pull-apart». Des prairies à entroques se développent sur la périphérie du bassin et alimentent régulièrement les dépôts plus profonds par le biais des écoulements gravitaires successifs, en provenance du nord ou de l'ouest (sans échelle).

résultat s'accorde avec les idées émises par Hendry (1969) et avec l'hypothèse d'une origine des turbidites et des «debris flow» à partir du domaine Briançonnais.

L'évaluation de la distance paléogéographique entre le seuil Briançonnais et le bassin de la Brèche pose plus de problèmes. Le faciès des dolomies triasiques de la Formation de Chalune, à la base de la série stratigraphique de la nappe de la Brèche, indique une origine piémontaise, voire plus interne, alors que les Préalpes médianes du secteur comportent à leur base le faciès caractéristique des «dolomies blondes» (Lombard & Wernli 1977), différentes de celles de Formation de Chalune. La situation est similaire à celle décrite dans les Alpes ligures, entre le Briançonnais et les Unités piémontaises (p. ex. Vanossi 1980).

8. Discussion et conclusion

L'étude de la Brèche du Chablais fait ressortir que cette unité provient d'un domaine paléogéographique comportant un Trias de plate-forme de type piémontais, voire plus interne, qui se trouve affecté par une forte subsidence dès le début du Jurassique. Les différents phénomènes sédimentaires observés cadrent avec une situation de marge passive en extension, comparable aux marges continentales passives (voir p. ex. Surlyk 1984). Les variations des directions d'apport révèlent une topographie complexe de la bordure du bassin. La migration des sources de matériel bréchi (v. chap. 7.1.1) lors de la sédimentation de la Brèche inférieure indiquerait une situation de «by-pass» (Read 1982). En outre, si l'on tient compte de la rapidité de la subsidence du soubassement de la Brèche, telle qu'elle semble être indiquée par le contact entre les Dolomies de Chalune et la Brèche inférieure, on est tenté d'envisager des bassins créés en coulissage, de type «pull apart» (fig. 11; Weissert & Bernoulli 1985). A titre de comparaison, la Brèche inférieure (Lias supérieur – Dogger) montre de grandes similitudes avec la sédimentation actuelle dans le Golfe d'Aqaba (Hayward 1985).

Dans les paysages du Jurassique et du Crétacé inférieur, le matériel détritique resédimenté dans le bassin de la Brèche peut avoir trois origines différentes:

- (1) Le matériel fin, arénitique et pélitique à débris de plantes, provient d'une zone émergée comportant une couverture végétale (chapitre 7.2); après avoir subi un transport fluvial, il a été entraîné dans le bassin par des courants de turbidité.
- (2) Le matériel grossier a été produit principalement sur les talus sous-marins, étant donné le faible arrondi et classement ainsi que le diamètre important des éléments des brèches. Le transport s'est fait par des coulées bouseuses («debris flow»). Cependant, le mécanisme de démantèlement du talus par des arrachements et coulées gravitaires ne suffit pas à expliquer la progression de l'érosion vers des couches de plus en plus profondes, tel qu'observé. Une accentuation des reliefs ainsi que d'importants processus de démantèlement de la plate-forme ou d'érosions sur le littoral doivent être envisagés, même si les arguments directs manquent pour l'instant.
- (3) Enfin, les boues calcaires et les entroques proviennent du remaniement de sédiments de plate-forme et de talus non consolidés ou, partiellement, de la désintégration d'éléments éboulés.

L'évolution lithologique et stratigraphique des séries sédimentaires de la brèche témoigne de changements des conditions de dépôts, tant dans les régions de produc-

tion du matériel détritique que dans le bassin. Les facteurs déterminants sont les suivants:

- (a) *Facteurs eustatiques* – Un argument en faveur d'une forte influence de ces variations se trouve dans la nature plus pélagique des Schistes ardoisiers par rapport à la Brèche inférieure. Le dépôt de ces sédiments correspond en effet à une période de montée eustatique (Haq et al. 1987), avec comme conséquence une retenue des dépôts terrigènes sur les bordures des bassins. Notons néanmoins que ceci n'explique pas la diminution apparente des coulées de brèches.
- (b) *Facteurs tectoniques* – La vitesse d'étirement tectonique, de par ses effets sur la subsidence du bassin et la surrection des bordures, a certainement influencé la fréquence et l'ampleur des écoulements grossiers et le soulèvement des régions émergées. On peut citer comme exemple l'existence d'un relief accentué, certainement d'origine tectonique, au moment de l'écoulement des mégablocs dans la Brèche inférieure. Néanmoins, l'absence de datations précises limite fortement le développement de ce point.
- (c) *Facteurs climatiques* – Les conditions climatiques affectant les zones émergées (végétation) et les plate-formes (tempêtes); ces conditions concernent cependant des régions plus étendues que la seule région étudiée. Or, nous n'avons que peu ou pas d'arguments permettant de retracer les changements intervenus dans ce secteur au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur.

On peut ainsi conclure que les sédiments de la Brèche se sont formés du début du Jurassique jusqu'au Crétacé inférieur sur la bordure interne de la plate-forme briançonnaise, dans un régime tectonique en extension oblique, créant une topographie complexe et accentuée. Des facteurs d'ordre tectoniques, eustatiques et climatiques ont exercé une influence sur l'érosion du matériel et son dépôt, sans qu'il soit toutefois possible pour l'instant de préciser leur importance relative.

Remerciements

Nous tenons à remercier chaleureusement les personnes suivantes:

MM. P. Desjaques et F. Gischig ont confectionné des lames minces d'excellente qualité. Le Prof. G. Stampfli nous a fait part de ses idées sur les mécanismes d'ouverture de bassin, sur les similitudes entre le bassin de la Brèche et le Golfe d'Aqaba et, en compagnie du Dr. M. Marthaler, s'est rendu sur le terrain pour discuter de nos observations. Le Dr. R. Wernli nous a accompagnés sur le terrain et nous a fait profiter de sa grande connaissance de la géologie du Chablais, son concours dans l'identification des faunes et des faciès fut déterminant. Enfin, ce manuscrit a bénéficié d'une relecture attentive et des critiques averties des Profs. et Drs. P. C. de Graciansky, M. Lemoine, R. Plancherel, G. Stampfli et M. Weidmann, nous leur en sommes très reconnaissants.

BIBLIOGRAPHIE

- ACKERMANN, A. 1986: Le Flysch de la nappe du Niesen. *Eclogae geol. Helv.* 79, 641–684.
- AIGNER, T. 1985: Storm depositional systems, dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. In: *Lecture Notes in Earth Sciences 3* (Ed. by FRIEDMAN, G. M., NEUGEBAUERN, H. J. & SEILACHER, A.). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- BAUD, A. & MASSON, H. 1975: Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 68, 131–145.
- BAUMGARTNER, P. O. 1987: Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. *Eclogae geol. Helv.* 80, 831–880.

- BOUMA, A. H. 1962: *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam, New York.
- CAIN, J. D. B. 1968: Aspects of the depositional environment and paleoecology of crinoid limestones. *Scott. J. Geol.* 4, 191–208.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & WILDI, W. 1989: The Original Swiss Flysch: A Reappraisal of the Type Deposits in the Swiss Prealps. *Earth-Sci. Rev.* 26, 1–45.
- CARON, C. & WEIDMANN, M. 1967: Sur le flysch de la région des Gets (Hte-Savoie). *Eclogae geol. Helv.* 60, 357–398.
- CHESSEX, R. 1959: La géologie de la haute vallée d'Abondance, Hte-Savoie (France). *Eclogae. geol. Helv.* 52, 295–400.
- DELAMETTE, M. 1986: L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien, séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suissees). *Publ. Dépt Géol. et Paléont., Univ. Genève* 5 (1988).
- FLÜGEL, E. 1982: *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- FURRER, H. 1985: Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland (25th–29th August 1985). *Mitt. geol. inst. ETH u. Univ. Zürich (N.F.)*.
- GAGNEBIN, E. 1940: Le front de la nappe de la Brèche et les plis des Préalpes Médiannes entre la Haute Pointe et le Roc d'Enfer (Haute-Savoie). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 61/252, 85–106.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1166.
- HAYWARD, A. B. 1985: Coastal alluvial fans (fan deltas) of the Gulf of Aqaba (Gulf of Eilat), Red Sea. *Sed. Geol.* 43, 241–260.
- HENDRY, H. E. 1969: *Sedimentary studies in the nappe de la Brèche, French Prealps*. Unpubl. Ph. D., Univ. Edinburgh.
- JAQUES, C. 1989: *Géologie de la nappe de la Brèche, dans la région de la Pointe d'Angolon (Hte-Savoie, France)*. Dipl. inédit, Dépt Géol. et Paléont., Univ. Genève.
- KELTS, K. 1981: A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. *Eclogae geol. Helv.* 74, 317–338.
- LEMOINE, M. 1984: La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes Occidentales. In: *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France* (Ed. par BOILLLOT, G.). Masson, Paris, 155–248.
- LEMOINE, M. & TRÜMPY R. 1987: Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics* 133, 305–320.
- LOMBARD, A. 1940: *Les Préalpes médianes entre le Risse et Somman (Vallée du Giffre, Hte-Savoie)*. Thèse 1023, Fac. des Sc., Univ. Genève.
- LOMBARD, A. & WERNLI, R. 1977: Stratigraphie et microfaciès du Trias supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes médianes (Hte-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève* 30, 137–148.
- LOWE, D. R. 1982: Sediment Gravity Flows: II. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *J. Sediment. Petrol.* 52, 277–297.
- LUGEON, M. 1896: La région de la Brèche du Chablais. *Bull. serv. carte géol. France* 49/VII.
- METTRAUX, M. 1989: *Sédimentologie, paléotectonique et paléoocéanographie des Préalpes médianes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien*. Thèse no 947, Univ. Fribourg.
- MUTTI, E. 1979: Turbidites et cônes sous-marins profond. In: *Sédimentation Détritique (Fluviatile, Littorale et Marine)* (Ed. by HOMEWOOD, P.). *Inst. Géol., Univ. Fribourg*, 353–419.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R. 1987: Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. In: *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies* (Ed. by LEGGETT, J. K. & ZUFFA, G. G.). *Graham & Trotman, London*, 1–37.
- NYDEGGER, T. 1989: *Géologie de la nappe de la Brèche, entre le Col de la Ramaz et la Pointe du Haut-Fleury (Praz-de-Lys, Hte-Savoie, France)*. Dipl. inédit, Dépt Géol. et Paléont., Univ. Genève.
- PETERHANS, E. 1926: *Etude du Lias et des Géanticlinaux de la nappe des «Préalpes médianes» entre la vallée du Rhône et le Lac d'Annecy*. *Mém. Soc. Helv. Sc. nat.* LXII/2.
- PETROONS, D. 1989: *Géologie de la nappe de la Brèche, dans la région de la Pointe de Chalune (Praz-de-Lys, Hte-Savoie, France)*. Dipl. inédit, Dépt Géol. et Paléont., Univ. Genève.
- RICOUR, J. 1962: *Contribution à une révision du Trias français*. *Mém. Carte géol. de la France*.
- READ, J. F. 1982: Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics* 81, 195–202.
- RUHRMANN, G. 1971: Riff-nahe Sedimentation paläozoischer Krinoidenfragmente. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 183, 56–100.
- SCHARDT, H. 1893: *Sur l'origine des Préalpes romandes*. *Arch. Sci. Phys. Nat., Genève* 30, 570–583.

- SCHMID, S. M., RÜCK, P. & SCHREURS, G. 1990: The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). *Mém. Soc. géol. Fr.* 156, *Mém. Soc. géol. suisse* 1, Vol. spec. *Soc. Geol. It.*, 263–287.
- SCHREIBER, B. CH. & DECIMA, A. 1976: Sedimentary facies produced under evaporitic environment: a review. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 16, 111–126.
- SCHROEDER, W. J. 1939: La Brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gets. Thèse no 1004, Fac. des Sc., Univ. Genève.
- SEPTFONTAINE, M. 1983: Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. *Mém. Soc. helv. sci. nat.* 97, 121.
- SEPTFONTAINE, M. & LOMBARD, A. 1976: Le Jurassique des Préalpes médianes dans le SW du Chablais (Haute-Savoie, France): cadre tectonique et lithostratigraphique. *Eclogae geol. Helv.* 69, 425–460.
- SEPTFONTAINE, M. & WERNLI, R. 1972: Contribution à la Géologie des environs de Taninges (Hte-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève* 25, 113–128.
- SHANMUGAN, G. & MOIOLA R. J. 1988: Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification and Reservoir Potential. *Earth-Sci. Rev.* 24, 383–428.
- STAMPFLI, G. M. & MARTHALER, M. 1990: Divergent and convergent margins in the North-Western alps confrontation to actualistic models. *Geodinamica Acta* 4, 159–184.
- STEFFEN, D. 1989: Géologie de la Nappe de la Brèche entre la Pointe de Marcelly et la Pointe du Haut-Fleury (Praz-de-Lys, Hte-Savoie, France). Dipl. inédit, Dépt Géol. et Paléont., Univ. Genève.
- SUCHET, G. 1988: Les Wildflysch au nord de Samoëns (Torrents des Chavonnes et de Chamossière; Haute-Savoie, France). Dipl. inédit, Dépt. Géol. et Paléont., Univ. Genève.
- SURLYK, F. 1984: Fan-Delta to Submarine Fan Conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Groenland. *Sedimentology of Gravels and Conglomerates, Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 10, 359–382.
- TRÜMPY, R. 1955: Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau. *Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg.* 100, 217–231.
- 1969: Aperçu général sur la géologie des Grisons. *C. R. Soc. géol. France*, 330–364.
 - 1980: An outline of the Geology of Switzerland. In: *Geology of Switzerland, a guide book, Part A* (Ed. by Schweizerische Geologische Kommission). Wepf & Co. Publ., Basel, New York.
 - 1982: Alpine paleogeography: A reappraisal. In: *Mountain Building Processes* (Ed. by Hsü, K. J.). Academic Press, London, New York, 149–156.
- VANOSSI, M. 1980: Hypothèses sur l'évolution tectogénétique des Alpes ligures. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 22, 3–13.
- WEIDMANN, M. 1972: Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Hte-Savoie), quelques remarques générales sur la nappe de la Brèche. *Géol. Alpine* 48, 229–246.
- WEISSERT, H. J. & BERNOULLI, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch.* 74, 665–679.

Manuscrit veçu le 3 juillet 1992

Revision acceptée le 18 janvier 1993