

Les brèches tertiaires du flanc inverse de la Nappe de Morcles et des unités parautochtones (Bas Valais, Suisse)

Autor(en): **Mayoraz, Raphael**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **88 (1995)**

Heft 2

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-167677>

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.

Les brèches tertiaires du flanc inverse de la Nappe de Morcles et des unités parautochtones (Bas Valais, Suisse)

RAPHAEL MAYORAZ¹

Key words: North-Helvetian area, Eocene-Oligocene boundary, transpression, rock fall, debris flow

RESUME

Les brèches tertiaires du flanc inverse de la Nappe de Morcles sont localisées de part et d'autre de la Vallée du Rhône. Elles sont constituées de blocs calcaires, dolomitiques et cristallins provenant de l'érosion de terrains autochtones proches, situés au Nord du bassin de la future nappe. Le dépôt des brèches s'est effectué par des éboulements massifs, puis par des coulées boueuses remaniant le matériel éboulé.

Le Parautochtone de Barme (Haut Val d'Illeiez) et l'Ecaille de Bella Crêta (sous la Dent de Morcles) montrent, par des discordances sédimentaires spectaculaires, que d'importants mouvements tectoniques ont affecté les terrains autochtones Nordhelvétiques occidentaux à la fin de l'Eocène. La relation établie entre ces mouvements et le dépôt des brèches du flanc inverse de la Nappe de Morcles permet de proposer une hypothèse sur la géodynamique de cette région à la limite Eocène-Oligocène. En tenant compte des contraintes compressives N-S que subit le socle européen à cette époque, un système de transpression locale jouant en décrochement sénestre le long d'accidents NE-SW préexistants est proposé. La bordure SE du massif des Aiguilles Rouges est l'un d'eux. Ces mouvements provoquent la surrection du massif et la tectonisation, parfois plicative, de sa couverture sédimentaire.

ABSTRACT

The tertiary breccias of the reversed limb of the Morcles recumbent fold or "nappe" are concentrated along the two sides of the Rhône Valley. These breccias are composed of limestone and crystalline basement clasts and blocks eroded from the "autochthonous" terrains which were located to the north of the future nappe. Sedimentation took place as massive submarine rock falls, and as debris-flows which reworked this material.

The Barme parautochthon (Upper Val d'Illeiez) and the Bella Crêta thrust slice (below the Dent de Morcles), with their spectacular sedimentary unconformities, prove that major tectonic events shaped the autochthonous North-Helvetian area in latest Eocene. Relationships between the tectonic movements and the sedimentation of the breccias suggest specific geodynamic controls of this area at the Eocene-Oligocene boundary. Taking account of the N-S compressive regime governing the lithosphere at this time, a local transpressive system playing in sinistral strike slip movements on preexisting NE-SW faults is proposed. The SE border of the Aiguilles Rouges massif is one of those old throws. The movements caused the uplift of this massif and the folding of part of the sedimentary cover.

1. Introduction et historique

La série lithostratigraphique des dépôts paléogènes du domaine helvétique de Suisse occidentale se termine généralement par la Formation des «Schistes nummulitiques

¹ Institut de Géologie, Pérolles, 1700 Fribourg, nouvelle adresse: Dynamic Graphics, Inc., 1015 Atlantic Avenue, Alameda, CA 94501, USA

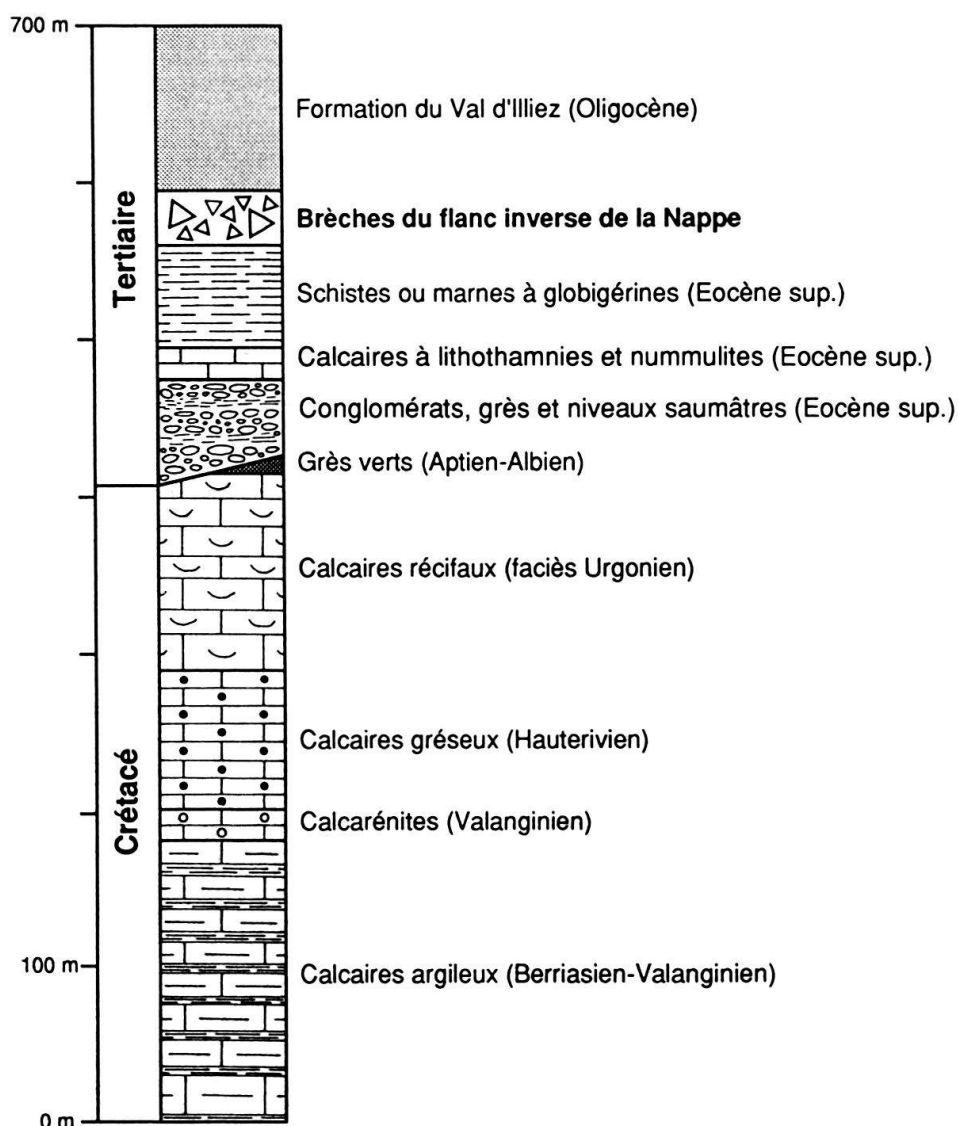


Fig. 1. Colonne stratigraphique schématique du Crétacé et du Tertiaire du flanc inverse de la Nappe de Morcles. On note que, dans certaines coupes, par exemple sous la Dent de Morcles et sous la Cime de l'Est, les schistes à globigérines sont absents ou fortement réduits. Le niveau des calcaires à nummulites se termine alors par des calcaires gréseux et argileux.

supérieurs» (Renevier 1873) ou «Schistes à globigérines» (Boussac 1912). Cette formation constitue le dernier terme des trois niveaux caractéristiques du Priabonien: conglomérats et grès, calcaires à nummulites, schistes à globigérines (fig. 1). Cette trilogie est surmontée de la Formation du Val d'Illez (Lateltin 1988) communément appelée «schistes marnomicacés». Par endroits, les schistes à globigérines sont absents: le niveau des calcaires à nummulites se termine alors par des calcaires gréseux et argileux.

La particularité de la stratigraphie du flanc inverse de la Nappe de Morcles, dont l'origine paléogéographique constitue le bord NW du domaine helvétique, est de comporter, intercalé entre les schistes à globigérines, ou les calcaires à nummulites, et la For-

mation du Val d'Illicz, un ensemble de brèches polygéniques (fig. 1) dont la genèse permet de préciser certains points de l'évolution du domaine Nord-helvétique occidental à la limite Eocène-Oligocène.

C'est en 1890 que Renevier décrit pour la première fois des brèches dans les terrains du «Nummulitique supérieur» sous la Dent de Morcles. En 1912, Lugeon donne une description plus détaillée de ces affleurements. Il découvre, au sommet de la série nummulitique, un niveau important (plus de 30 m) de roches cristallines, «mylonite constituée par des gneiss et des aplites réduites en bouillie». Cette «lame», ainsi que les brèches qui l'accompagnent, est interprétée comme un coussinet arraché du massif du Mont Blanc lors du déferlement de la nappe. Dans sa note de 1914, Lugeon décrit, plus au Sud, la continuation de la «mylonite». Il en déduit que l'enracinement du flanc inverse de la Nappe de Morcles est à chercher en arrière du massif des Aiguilles Rouges.

A partir de cette date, les découvertes de «lames de mylonites», en position structurale similaire, se suivent régulièrement: des lentilles cristallines ou calcaires sont décrites sous la Tour Sallière (Collet 1933), dans le cirque de Salanfe (De Loys 1917, 1928; Collet 1917, 1943), sous les rochers de Gagnerie et sous la Cime de l'Est (De Loys 1915, 1917; Gagnebin 1925, 1932) ainsi que dans le vallon de la Saufla en Haut Val d'Illicz (Ducloz 1940, 1944; Collet & Ducloz 1940). Ces «lames» sont considérées comme des écailles parautochtones. Seuls Rollier (1915) et Gagnebin (1925) remettent en question leur origine purement tectonique. Ce dernier souligne notamment la remarquable fraîcheur et l'aspect nullement mylonitisé des gneiss qu'il décrit sous la Cime de l'Est. En reconsidérant les possibilités d'enracinement de la Nappe de Morcles, il pose clairement le problème de l'origine de ces éléments cristallins.

Ces réticences, ainsi qu'une analyse sommaire des brèches polygéniques qui accompagnent généralement les «lames de mylonites», conduisent Schroeder (1946) et Lugeon (1947) à reconsidérer la provenance et la signification de ces terrains dans leur position particulière. A partir de leurs publications, les brèches du flanc inverse de la Nappe de Morcles sont considérées comme des dépôts sédimentaires résultant, à la limite Eocène-Oligocène, de la surrection du massif des Aiguilles Rouges et de son érosion partielle dans la partie la plus externe du bassin Morcles (Buttet 1961; Rykken 1968; Badoux 1972). Toutefois, certaines lentilles que l'on trouve notamment sous le Six Tremble (572.425/114.750) et dans le cirque du lac de Fully (573.800/115.250) sont de toute évidence des écailles tectoniques liées au chevauchement de la nappe. Elles ont naturellement une origine et une histoire fort différente des brèches et, de ce fait, ne sont pas étudiées dans le cadre de ce travail.

Le soulèvement relatif du massif des Aiguilles Rouges s'inscrit dans un ensemble de mouvements tectoniques qui affectent le domaine helvétique occidental dès le Paléocène et jusqu'à l'Oligocène ancien. Leur signification géodynamique reste un problème délicat que de nombreux auteurs ont tenté d'aborder (Favre 1847; Moret 1934; Collet & Lillie 1938; Lugeon 1947; Goguel 1951; Martini 1968; B. Pairis 1975; Rigassi 1977; B. Pairis & J.L. Pairis 1978; Lateltin 1988; Welbon 1988). Le manque de précision, dans la chronologie des mouvements tectoniques locaux qui affectent la région, ne permet qu'une corrélation fort délicate avec la lithostratigraphie et rend difficile leur intégration dans un contexte géodynamique global. Par rapport à ces difficultés générales, l'avantage des brèches du flanc inverse de la Nappe de Morcles consiste en deux points: d'abord leur position stratigraphique est clairement définie, ensuite, et en fonction de cette position, les obser-

vations de terrain peuvent être intégrées dans un cadre géodynamique alpin lui aussi bien défini.

2. Contexte géodynamique global et problématique

Les mouvements tectoniques, dont nous tentons de saisir la signification, s'inscrivent dans un contexte de collision continentale qui affecte, dès la limite Eocène-Oligocène, la partie occidentale du domaine alpin. Les mouvements antérieurs qui se traduisent, notamment dans les chaînes subalpines, par des failles normales liées à des mouvements distensifs ne font donc pas partie de ce contexte (Welbon 1988). Il n'affectent que les sédiments de la base de la série nummulitique – conglomérats et grès, calcaires à nummulites – (fig. 1) et n'ont pas de relation avec les brèches et discordances que nous décrivons ici.

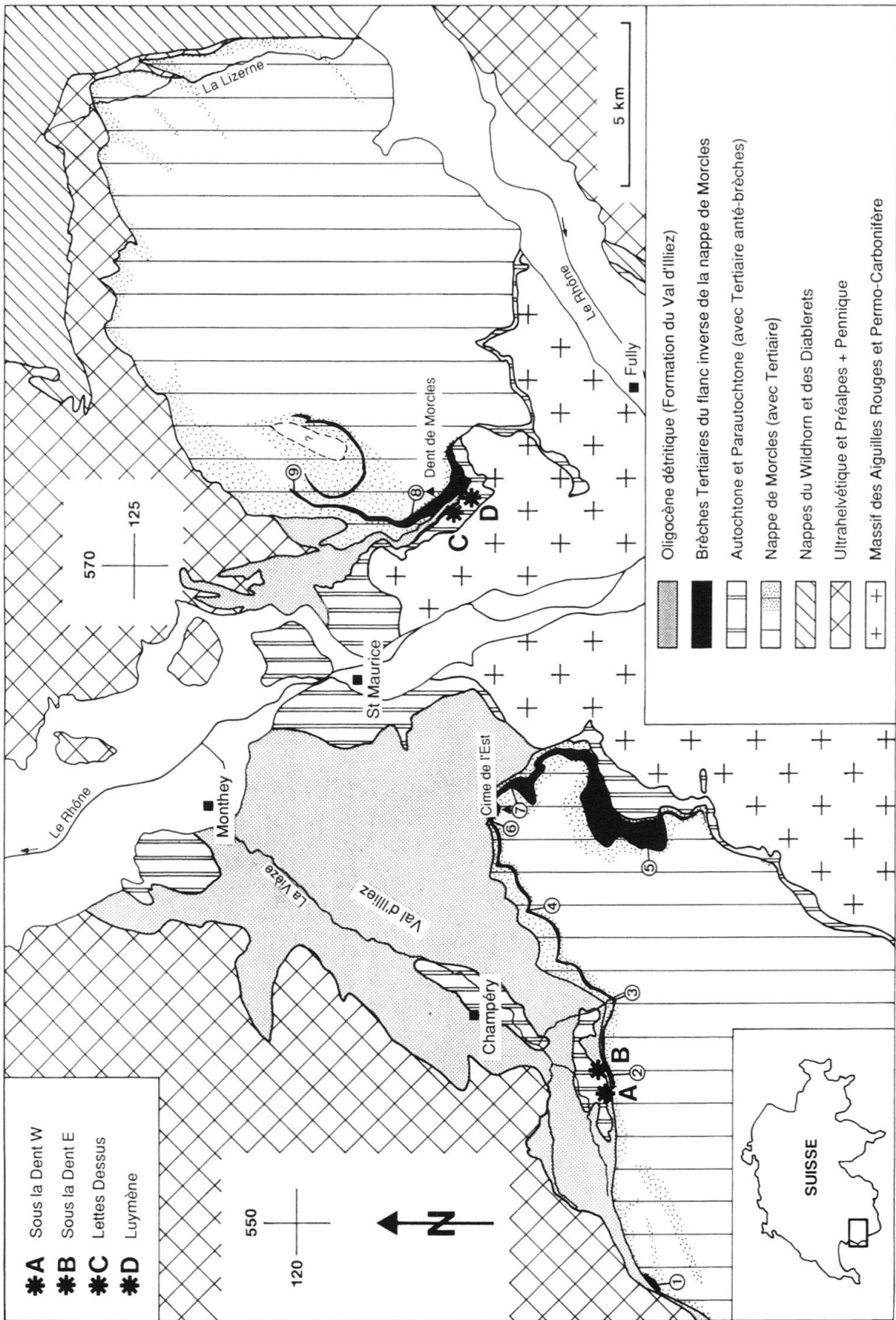
La forte collision de l'Oligocène basal (Trümpy 1973; Ricou & Siddans 1986; Laubscher 1991) se fait logiquement en deux phases successives: dans un premier temps, c'est le contact de la plaque Adriatique contre la plaque Européenne qui, dans les Alpes occidentales à la limite Eocène-Oligocène, se traduit par des mouvements décrochants transpressifs provoquant le rejeu d'accidents anciens dans les massifs externes et la surrection locale de ceux-ci (Gourlay 1986; Boudon 1976), ensuite, c'est la flexuration et l'enfoncement de la plaque européenne sous la surcharge des nappes penniques (Homewood & Lateltin 1988). Ces deux phases peuvent être latéralement synchrones.

L'analyse détaillée des brèches du flanc inverse de la Nappe de Morcles, ainsi que l'étude des terrains paraautochtones situés au-dessus et en avant du massif des Aiguilles Rouges, permet d'étayer l'hypothèse des mouvements décrochants précédant ou accompagnant la flexuration et de voir en quoi ces mouvements ont affecté les massifs et bassins externes des Alpes occidentales au moment de la collision continentale.

3. Localisation et description des brèches

L'extension des brèches du flanc inverse de la Nappe est bien établie par un levé systématique de coupes entre la Vallée de la Lizerne (extrémité NE de la Nappe) et la vallée du Giffre (points 1 à 9 fig. 2). En faisant abstraction de la coupure de la Vallée du Rhône, les brèches s'étendent cartographiquement en continu de la Dent Rouge (Vallon de Nant, point 9 fig. 2) à la région de Barme (Haut Val d'Illicz, point 2 fig. 2) et, vers le SE, au cirque de Salanfe (point 5 fig. 2), soit sur une zone d'environ 30 km de longueur et 6 km de largeur (fig. 2). Elles sont toujours situées dans le flanc inverse de la Nappe (fig. 3, 4). On note le cas particulier du Col de la Golèse (point 1 fig. 2), où on peut les trouver en position frontale. En arrière de la nappe, notamment sous le Six Tremble (572.425/114.750), il devient parfois difficile de les distinguer des écaillés tectoniques liées

Fig. 2. Localisation géologique et géographique des brèches, des affleurements clés, des coupes (1 à 9) et des profils (H-H' et K-K'): 1 = Col de la Golèse; 2 = Grand Couloir de Barme; 3 = La Saufla; 4 = Arête de Sélaire; 5 = Les Ottans (région de Salanfe); 6 = Chalin; 7 = Tête Motte – Gagnerie; 8 = Rionda – Grande Vire; 9 = Dent Rouge; H'-H' profil géologique au niveau de la Dent de Morcles (voir fig. 3); K-K' profil géologique dans le Haut Val d'Illicz (voir fig. 4). On remarque la concentration des brèches de part et d'autre de la Vallée du Rhône.



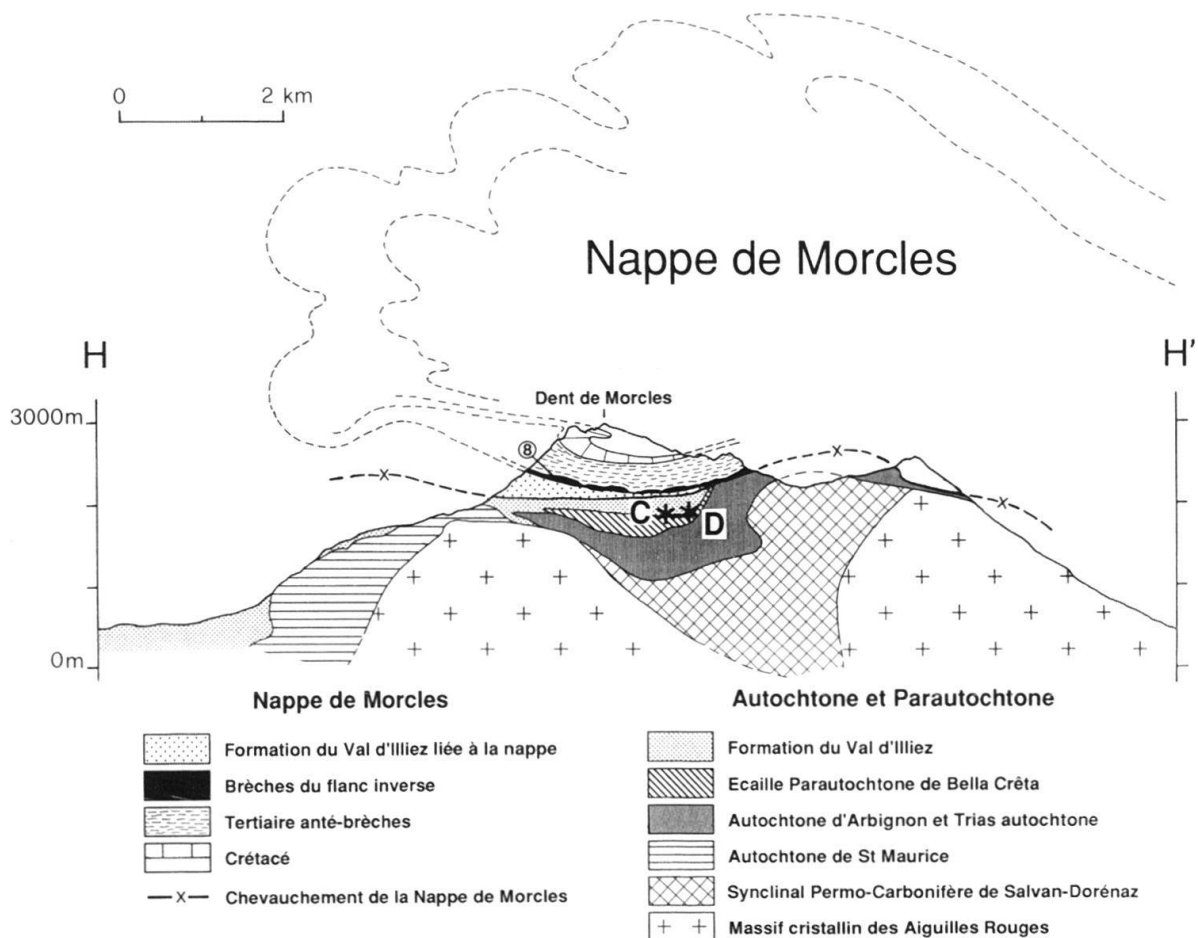


Fig. 3. Profil géologique schématique au niveau de la Dent de Morcles (d'après Badoux 1971 et Lateltin 1988, localisation voir fig. 2): C = affleurement de Lettes Dessus; D = affleurement de Luymène; 8 = coupe de Rionda.

au plan de chevauchement de la nappe, qui, pour des raisons d'étirement intense, se trouvent pratiquement au même niveau, mais dont l'histoire est plus tardive (mise en place de la nappe).

L'analyse de la répartition des bancs bréchiqes ainsi que de la pétrographie des éléments de brèche nous renseigne sur divers aspects de leur sédimentation: âge relatif, faciès, répartition pétrographique et géographique des éléments.

3.1 Position stratigraphique

Du point de vue lithostratigraphique, les brèches se situent généralement entre les Schistes à globigérines et la Formation du Val d'Illeiz (fig. 1). Elles n'ont donc aucun lien avec les conglomérats et grès fluviatiles et saumâtres qui constituent le premier terme des trois niveaux caractéristiques du Priabonien. Leur apparition se fait toujours au sein des Schistes à globigérines ou, dans les cas où cette formation n'est pas présente, au sommet des calcaires à nummulites sous forme de petits bancs bréchiqes. Les dernières brèches, généralement

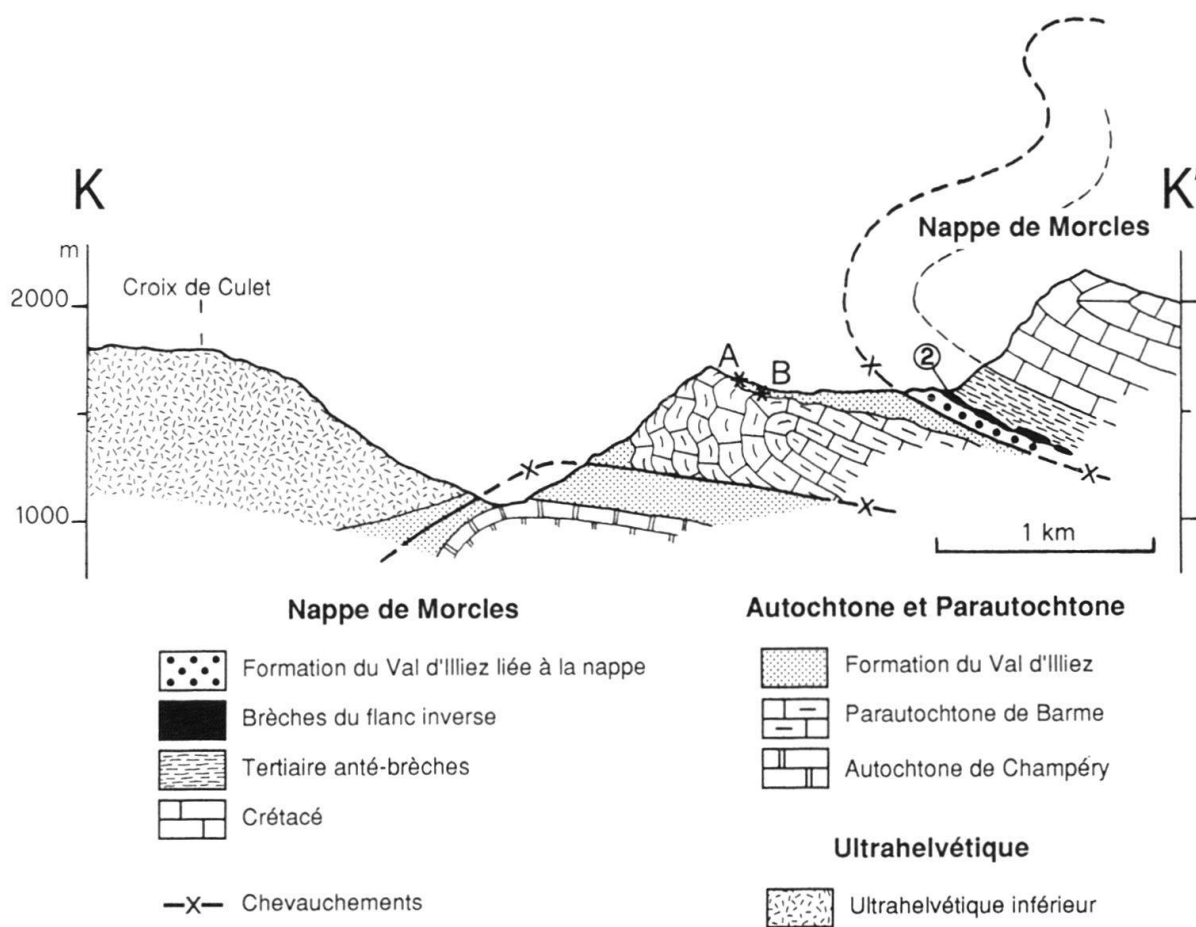
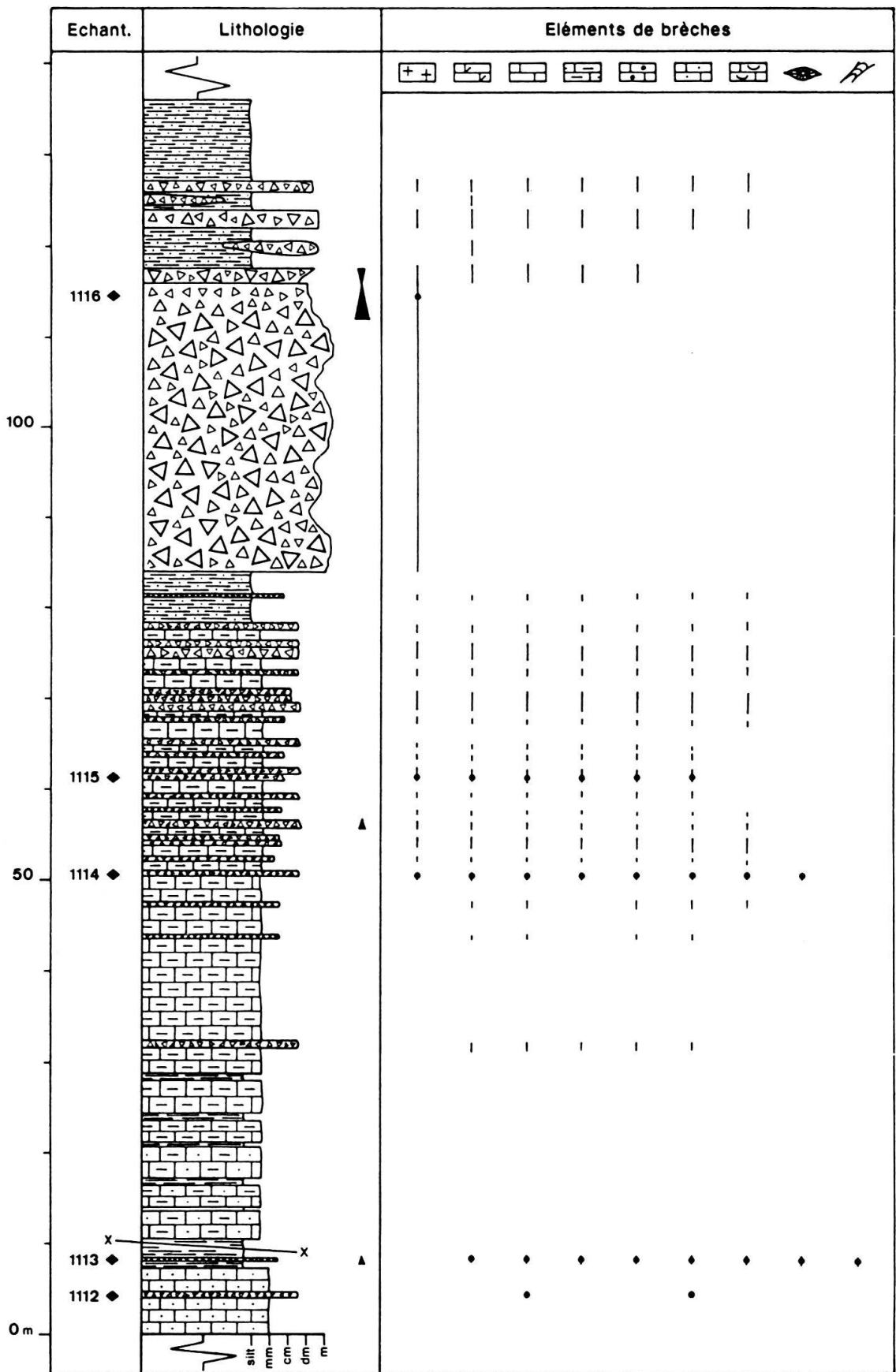


Fig. 4. Profil géologique schématique en Haut Val d'Illeiez (localisation voir fig. 2): A = affleurement de Sous la Dent Ouest (projeté); B = affleurement de Sous la Dent Est (projeté); 2 = coupe du Grand Couloir de Barme (projeté).

très massives, se trouvent immédiatement à la base de la Formation du Val d'Illeiez ou intercalés entre les premières marnes silteuses de cette formation.

En effet, dans certaines coupes, on peut relever la présence de marnes silteuses de la Formation du Val d'Illeiez intercalés en-dessous, stratigraphiquement, de bancs bréchiques à matériel cristallin. C'est le cas, par exemple, à Rionda, sous la Dent de Morcles (fig. 5, point 8 fig. 2, 3). De même, dans le couloir sous Chalin (point 6 fig. 2), de grands bancs lenticulaires décamétriques de brèches polygéniques ou des bancs décimétriques granoclassés se trouvent au milieu des turbidites à matériel très fin de la base de la Formation du Val d'Illeiez (fig. 6). Cette précision, analogue aux observations de Lugeon (1974), nous permet de caler le sommet des brèches à la base de l'Oligocène inférieur (Lateltin 1988).

Du point de vue sédimentaire, il y a donc simultanément de dépôt, d'une part entre les Schistes à globigérines (ou la partie sommitale des calcaires à nummulites) et les premières brèches, d'autre part entre la base de la Formation du Val d'Illeiez et les dernières mégabrèches.



Par analogie, les «brèches des Ottans» (point 5 fig. 2) intercalées entre des schistes de la Formation du Val d'Illicz peuvent être considérées comme faisant partie du flanc inverse de la Nappe de Morcles et non pas comme une écaille parautochtone telle qu'elles ont été décrites par De Loys (1928) et Collet (1943). Il en est de même à la base des rochers de Gagnerie et sous la Tête Motte (point 7 fig. 2) où de nombreux granoclassements ainsi que des intersections entre schistosité et stratification montrent que toutes les brèches font partie du flanc inverse de la Nappe de Morcles et non pas d'une unité parautochtone comme cela fut proposé, notamment, par De Loys (1918) et par Gagnebin (1925). En suivant l'évolution de la déformation et du faciès des brèches depuis le front de la Nappe jusqu'aux racines de son flanc inverse, nous pouvons constater que les affleurements de la Tête Motte, de Gagnerie et des Ottans ne sont autre chose que la prolongation vers le Sud des brèches à éléments cristallins de Chalin (point 6 fig. 2).

3.2 Les faciès

Les différents faciès se distinguent essentiellement par la teneur en matrice marneuse des roches:

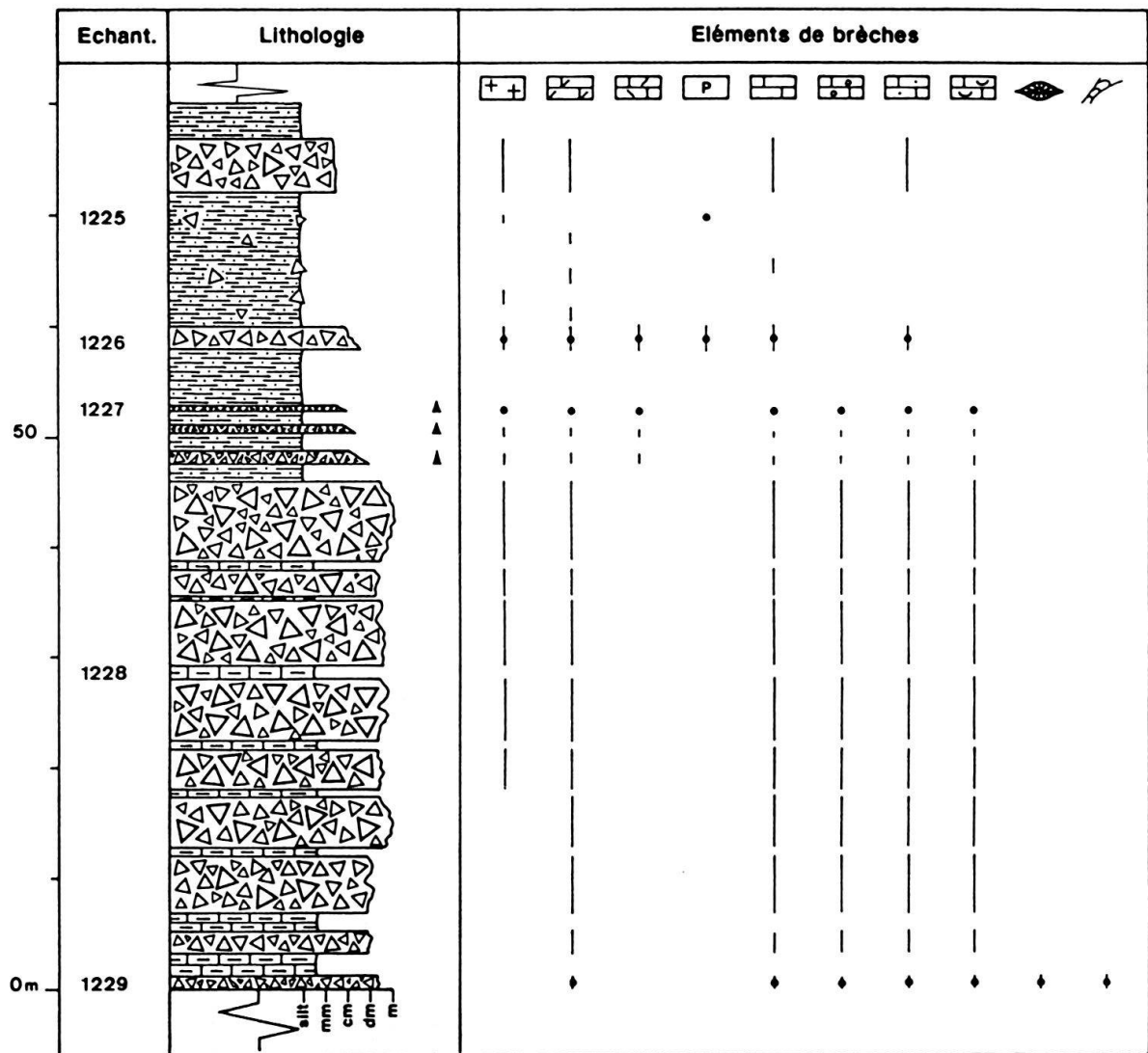
- Les *micro- et mégabrèches* ont une matrice très peu abondante (< 20%) et généralement micritique. Les microbrèches apparaissent sporadiquement au sein des calcaires argileux, apparentés aux Schistes à globigérines, sous forme de petits bancs centimétriques à décimétriques souvent granoclassés. Généralement, ces intercalations succèdent aux Wangenkalk, calcaires resédimentés, que l'on trouve, au sein des schistes à globigérines, dans tout le domaine helvétique occidental (calcaires allodapiques, Herb 1988). Dans les mégabrèches à blocs plurimétriques, la matrice est essentiellement constituée de microbrèche, la matrice marneuse étant quasiment absente (souvent < 5%, parfois nulle). Les mégabrèches sont intercalées en bancs peu continus, parfois lenticulaires, dans des calcaires argileux à globigérines. Certains de ces bancs peuvent avoir plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.
- Les *brèches à matrice marneuse* sont constituées de clastes centimétriques à décimétriques et d'une matrice marneuse importante (20 à 50%). On les trouve par paquets lenticulaires importants au sein des schistes à globigérines.
- Les «*schistes à blocs*» sont formés de blocs décimétriques à métriques qui sont éparpillés dans une importante matrice marneuse à foraminifères planctoniques. Dans ce type de faciès on trouve quelques rares bancs microbréchiques granoclassés.

Du point de vue de la répartition géographiques des faciès, les micro- et mégabrèches occupent la partie centrale de la zone des brèches: on les trouve essentiellement de part et d'autre de la vallée du Rhône, par exemple à Rionda (point 8 fig. 2) ou à la Tête Motte (point 7 fig. 2). C'est, par contre, plus au NE et surtout à l'Ouest, comme au Grand Couloir de Barme que l'on peut observer les brèches à matrice marneuse et les «schistes à blocs». Ces deux faciès sont considérés comme un équivalent latéral des mégabrèches.









3.3 Taille des éléments de brèches

On observe une évolution de la granulométrie des éléments des brèches, de bas en haut dans les séries lithostratigraphiques (fig. 5). Ceci est particulièrement visible dans la zone axiale de la zone de dépôt, où, stratigraphiquement, les microbrèches font place progressivement aux mégabrèches.












Fig. 5. Coupe lithostratigraphique de «Rionda» (point 8 fig. 2, 3, légende voir fig. 6): on observe, dans le bas de la coupe, l'arrivée progressive des brèches au sein des calcaires argileux et, vers le haut, les premières marnes silteuses de la Formation du Val d'Illicz. On note qu'il n'y a pas de schistes ou marnes à globigérines dans cette coupe.



Eocène-Oligocène

-  Marnes silteuses
-  Marnes
-  Brèches
-  Calcaires argileux
-  Calcaires gréseux
-  Granoclassement
-  Faille
-  Coupe non levée

Éléments de brèches

-  Lithothamnies
-  Nummulites
-  Calcaires bioclastiques
-  Calcaire gréseux
-  Calcaire oolithique
-  Calcaire argileux
-  Calcaire micritique
-  Calcaire à nodules phosphatés
-  Calcaire spathique
-  Calcaire dolomitique
-  Gneiss ou granite

Géographiquement par contre, la taille des éléments n'évolue guère d'un bout à l'autre du domaine des brèches. En effet, mis à part les affleurements de la Dent Rouge (point 9 fig. 2) et de la Golèse (point 1 fig. 2) qui sont situés aux extrémités NE et Ouest de ce domaine et où l'on ne peut observer que de rares microbrèches, le spectre de granulométrie est identique dans pratiquement toutes les coupes levées: la plupart des éléments sont centimétriques à décimétriques, mais on trouve régulièrement des blocs plurimétriques, les plus gros atteignant jusqu'à 5 m de diamètre (par exemple sous la Tête Motte, point 7 fig. 2, et au Grand Couloir de Barme, point 2 fig. 2, 4).

Sous la Tête Motte, un bloc de dimensions exceptionnelles (60 m d'épaisseur, plus de 250 m de longueur) est observable. Il s'agit d'une immense lentille de calcaires gris clairs alternant avec des calcaires argileux. Bien que De Loys (1928) les considère comme éocènes, nous y avons trouvé des ammonites indéterminables, des protoglobigérines et des nodules phosphatés. Il s'agit probablement de sédiments d'âge jurassique moyen à supérieur. Cette lentille se situe stratigraphiquement au sommet de l'ensemble des brèches, juste sous les schistes marnomicacés de la Formation du Val d'Illeiz et participe au grand pli anticlinal du flanc inverse de la Nappe visible dans cette région. Faut-il la considérer comme un olistolite géant ou comme une écaille intercalée dans un des plans de chevauchement marquant la base de la Nappe? Bien que n'ayant pas trouvé d'explication satisfaisante à ce problème, la remarquable fraîcheur des sédiments de cette lentille nous fait plutôt opter pour la première solution.

Les grandes lentilles de matériel cristallin, que l'on peut observer à Rionda ou sous la Tête Motte, ne sont pas homogènes comme la lentille calcaire de la Tête Motte. En effet, elles sont constituées de blocs décimétriques à métriques anguleux – de granites, gneiss et micaschistes – séparés par une matrice grossièrement gréseuse de même pétrographie. Ces lentilles hectométriques sont ainsi interprétées comme des brèches sédimentaires monogéniques formant localement une sorte de gneiss ou granite «reconstitué».

3.4 Pétrographie des éléments de brèches

Quelle que soit la coupe considérée, on ne peut mettre en évidence une évolution de la nature des éléments des brèches le long d'une colonne stratigraphique donnée. En effet, dès l'apparition des premières brèches, tout le cortège des éléments que l'on peut trouver dans un site défini est représenté. C'est ainsi, par exemple, que l'on trouve déjà des calcaires dolomitiques, micritiques et bioclastiques de même que du matériel cristallin dans les premiers bancs microbréchiens de la coupe de Rionda (fig. 5). Il en est de même sous la Cime de l'Est, à la Tête Motte (fig. 6).

Ce fait important montre que l'érosion et la sédimentation des terrains autochtones depuis la base de la série éocène ne traduisent pas une dénudation progressive du massif érodé. Il est, en effet, classiquement admis que les sédiments détritiques de la série nummulitique dans le flanc inverse de la Nappe de Morcles reflètent une dénudation progressive d'un massif autochtone et que cette érosion caractérise l'ensemble de l'Eocène supérieur (Badoux 1972). Les observations, faites notamment à la Dent Rouge (point 9 fig. 2) et à Rionda, montrent que les conglomérats et grès de la base de la série (fig. 1) sont d'origine fluviatile et qu'ils ne remanient que du matériel crétacé moyen à supérieur. Ils peuvent être observés dans pratiquement tous les secteurs

Fig. 6. Coupe lithostratigraphique de la «Tête Motte» (point 7 fig. 2): Dans le haut de la coupe, on remarque l'arrivée des marnes silteuses de la Formation du Val d'Illeiz intercalées de bancs bréchiens. On note qu'il n'y a pas de schistes ou marnes à globigérines dans cette coupe.

de la Nappe de Morcles. Par contre, les brèches sont strictement limitées au flanc inverse. Entre ces deux niveaux, les calcaires à Nummulites (fig. 1) traduisent une sédimentation marine littorale nullement affectée par l'érosion proche ou lointaine d'un massif autochtone. Ils séparent donc deux types de dépôts totalement différents, l'un fluviatile remaniant du matériel crétacé, l'autre marin résultant de l'effondrement massif de matériel cristallin, triasique et jurassique.

Si la nature des éléments ne change pas le long des séries, leur répartition géographique montre, par contre une intéressante évolution en passant d'une coupe à l'autre. La figure 7 en est l'illustration: la position géographique des coupes est projetée sur une droite d'orientation WSW-ENE; l'âge des éléments est attribué selon les critères suivants:

- Tertiaire: Nummulites ou lithothamnies;
- Crétacé «moyen»: Calcaire bioclastique à petits foraminifères benthiques ou calcaire à lumachelles typique du faciès «urgonien»;
- Crétacé inférieur: Calcaire oolithique à pellets et agrégats typique du faciès valanginien calcaire;
- Malm-Berriasien: Calpionelles;
- Dogger-Malm: Calcaire micritique à protoglobigérines, Saccocoma et nodules phosphatés typique des faciès «callovo-oxfordien» et «argovien»;
- Trias: Calcaire dolomitique ou dolomie;
- Socle cristallin: Gneiss ou granites.

On observe, vers l'Est comme vers l'Ouest, une disparition graduelle des éléments les plus vieux (fig. 7). Une évolution semblable se dessine également dans l'importance quantitative des différents types d'éléments qui va, parallèlement, en diminuant.

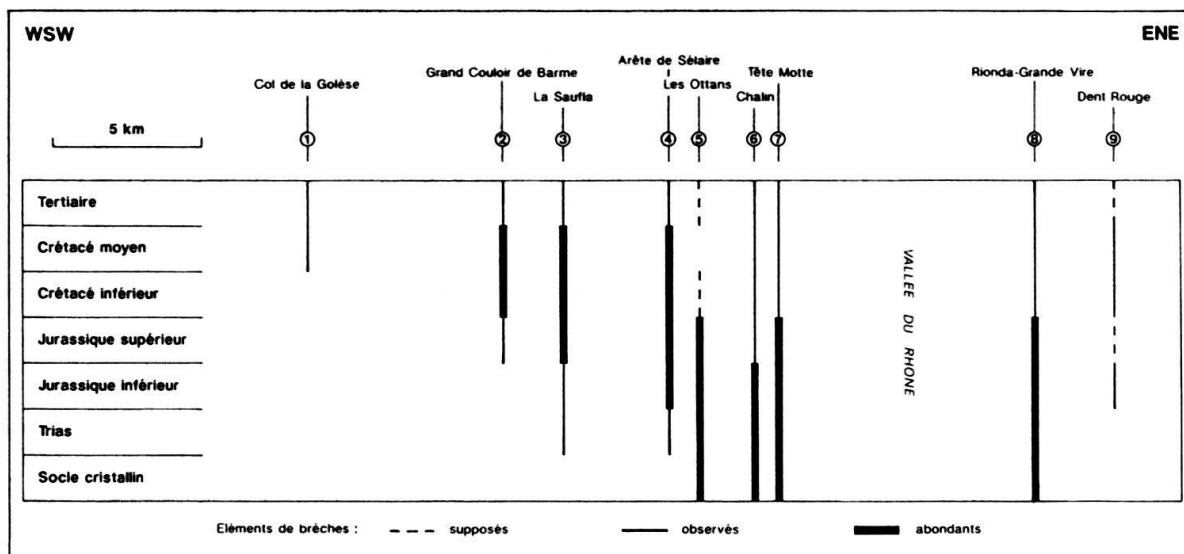


Fig. 7. Tableau des attributions stratigraphiques des éléments de brèches et de leur importance quantitative: plus on s'éloigne vers l'Est ou vers l'Ouest, moins les éléments sont anciens et moins ils sont abondants.

En résumant les points ci-dessus, on constate que:

- Les brèches du flanc inverse de la Nappe de Morcles se situent stratigraphiquement au sommet des schistes à globigérines et à la base de la Formation du Val d'Illicz, c'est-à-dire à l'extrême base de l'Oligocène voire à la limite Eocène-Oligocène.
- Du point de vue de la répartition géographique, on observe que la zone centrale axée sur la Vallée du Rhône, est constituée de mégabrèches à matrice microbréchique. Les éléments y sont plus vieux que dans les zones latérales (surtout occidentales) et frontales où le faciès est de type brèches à matrice marneuse ou schistes à blocs.
- Le long des colonnes stratigraphiques on note que, en un site donné, la taille des éléments augmente fortement vers le haut alors que le spectre pétrographique reste le même du début à la fin des dépôts.

4. Origine du matériel

Le problème de l'origine du matériel qui forme les éléments de brèche a déjà été abordé par Schroeder (1946) et Lugeon (1947). Ce dernier, par un raisonnement basé sur la paléogéographie de la région à l'Eocène supérieur, montre qu'elles ne peuvent provenir que du massif des Aiguilles Rouges et de sa couverture autochtone. En 1961, Buttet entreprend l'étude des éléments cristallins de Rionda. Ses analyses pétrographiques lui permettent de les rattacher aux granites aplitiques, aux migmatites et aux granodiorites de la série de Fully, plus précisément ceux de la région de Brançon et Mazeimbroz (près de Fully). Nos observations du matériel sédimentaire confirment ces points de vue: les calcaires dolomitiques à pelloïdes ou à stromatolites algaires trouvés sous la Cime de l'Est ont un faciès en tout point semblable à ceux du Trias de l'Autochtone d'Emosson ou d'Emaney (Leuenberger 1988). De même les calcaires micritiques à débris organiques phosphatés correspondent au faciès «callovo-oxfordien» décrit par Badoux (1971) pour la Nappe de Morcles et l'Autochtone d'Arbignon. Enfin, les calcaires à Saccocoma, intercalés de délits plus marneux, se corrélaient avec le faciès «argovien» (Malm inférieur) du même domaine paléogéographique. Les éléments des brèches du flanc inverse proviennent donc, selon toute probabilité, des terrains autochtones situés, à l'Eocène, au NW du bassin de la future nappe de Morcles, constituant le massif des Aiguilles Rouges et sa couverture sédimentaire.

5. Types de dépôt

Malgré l'intense tectonisation qui a affecté le domaine étudié, on peut tenter de se faire une idée des systèmes de dépôts correspondant aux trois types de faciès – mégabrèches, brèches à matrice marneuse et schistes à blocs – que nous avons évoqués plus haut.

- 1) Les mégabrèches, par la très forte angularité de leurs éléments et la quasi absence de matrice marneuse, suggèrent un transport très court. Le large spectre pétrographique des éléments – de même que celui de la matrice microbréchique – ainsi que leur taille fort variable, traduisent la proche présence d'un escarpement important s'écroulant en éboulements. Entre les brèches, les niveaux de calcaires argileux et de marnes indiquent des périodes ou des endroits plus calmes. L'évolution de la granulométrie montre que, vraisemblablement, le relief érodé était initialement peu marqué et peut-être plus éloigné du centre de dépôt mais que, par la suite, des mouvements

tectoniques considérables ont provoqué la surrection d'escarpements importants à proximité de la bordure même du bassin. A titre de comparaison, de tels dépôts sont décrits, notamment, dans les fjords de la côte Ouest canadienne (Prior & Bornhold 1988) et dans des systèmes décrochants (Aspler & Donaldson 1985; Nilsen & McLaughlin 1985). Il s'agit toujours d'éroulements d'étendue très limitée, sortes de pierriers sous-marins formant un glaciaire ou talus d'escarpement.

- 2) Les deux autres faciès, brèches à matrice marneuse et schistes à blocs, de par l'importance de leur matrice marneuse, suggèrent un milieu de dépôt différent. Pour les schistes à blocs, la haute viscosité de la boue qui les enrobe ainsi que la forte pression interne de ses fluides permet à ces «cohesive debris flows», ou «pebbly mudflows» de supporter des blocs de grande taille et de les transporter sur plusieurs kilomètres (Rodine & Johnson 1976; Lowe 1982; Postma 1986). La pente requise peut être très faible, de l'ordre de quelques degrés. Alors que le dépôt des mégabrèches est lié à des mouvements brutaux affectant un relief proche, celui des schistes à blocs semble nettement plus distal et provoqué par l'écoulement gravitaire de masses boueuses charriant de grands blocs. Entre ces deux types de dépôt, les brèches à matrice marneuse sont interprétés comme des «debris flow deposits» de haute densité, type de coulée nécessitant des pentes relativement faibles de 4 à 6° (Postma 1986). Ils forment généralement des dépôts en lobes: à la Saufla (point 3 fig. 2) on peut voir 4 lobes superposés dont l'un fait plus de 70 m de largeur et 10 m d'épaisseur. Il semble que les deux types de faciès soient le résultat du démantèlement partiel des glaciaires à mégabrèches.

Ces diverses considérations nous permettent, en dépliant grossièrement la Nappe de Morcles, de situer, à l'Eocène supérieur, une zone d'escarpement bordant le bassin Morcles au NW (Schroeder 1946; Lugeon 1947). Ce relief devait s'étendre approximativement de la région de Fully jusqu'aux environs de Trient (environ 15 km, du NE au SW). le point le plus haut se situant à la hauteur de la Vallée du Rhône. Cet escarpement a permis la dénudation de la couverture du massif des Aiguilles Rouges et de son socle cristallin. Comme tous les éléments du socle et de la couverture se retrouvent simultanément dans le glaciaire, la falaise qui l'alimentait devait s'élever d'au moins quelques centaines de mètre. Au pied de l'éboulis, une faible pente a permis la resédimentation des blocs dans un bassin plus distal, essentiellement orienté vers le SW, par l'intermédiaire d'écoulements plus ou moins boueux. L'extrême hétérogénéité du matériel resédimenté et le caractère très grossier du détritisme plaident en faveur de mouvements rapides, probablement brutaux, que Lugeon (1947) attribue à des secousses sismiques de grande envergure.

Il est peu probable que ces événements tectono-sédimentaires soient limités à une région aussi restreinte. Les terrains autochtones et paraautochtones, qui sont les restes de la couverture du massif des Aiguilles Rouges, sont également affectés.

6. Les grandes discordances dans les unités autochtones et paraautochtones

Les unités considérées comme paraautochtone, c'est-à-dire chevauchant celles qui sont généralement attribuées à l'autochtone, se trouvent sous la Dent de Morcles (Ecaille de

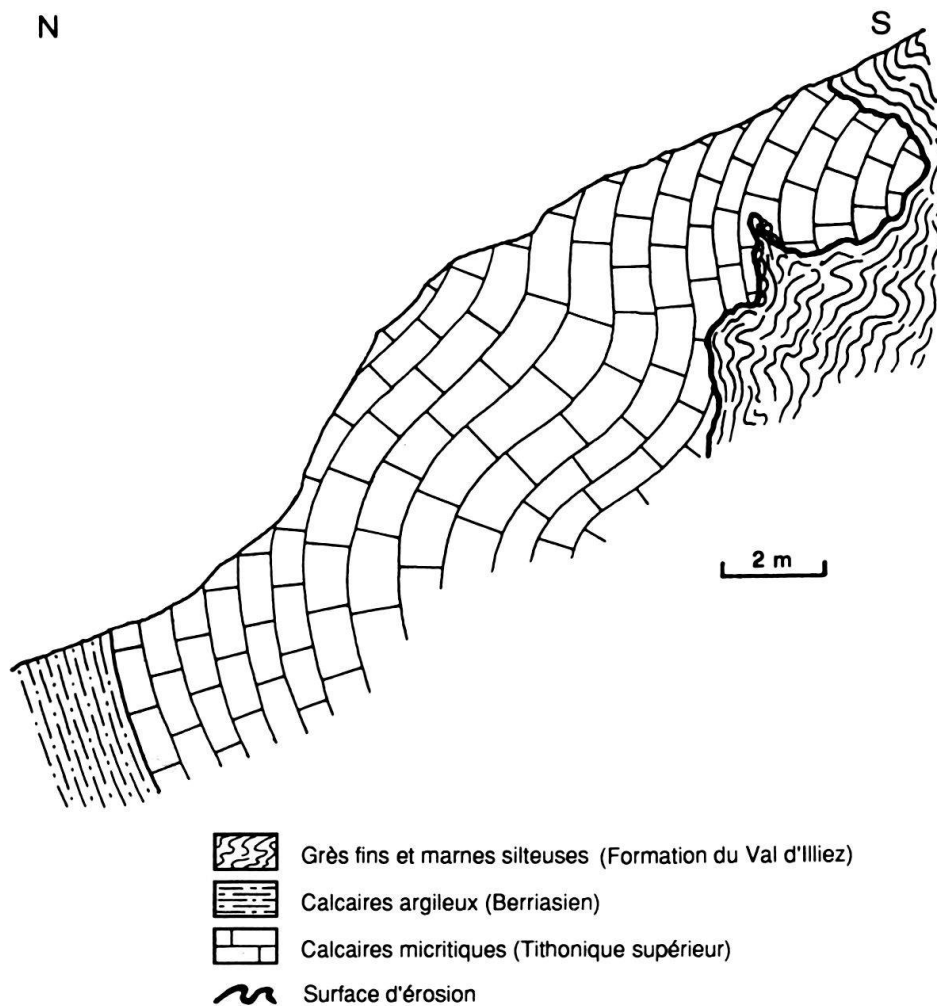


Fig. 8. Profil géologique de l'affleurement de «Sous la Dent Ouest»: on remarque l'étrange succession stratigraphique Berriasien – Tithonique – Oligocène: cette organisation particulière implique que les sédiments Mésozoïques ont du être renversés puis érodés avant le dépôt des marnes silteuses oligocènes de la Formation du Val d'Illicz. La surface d'érosion est jonchée de petits blocs calcaires du Crétacé.

Bella Crêta, fig. 3) et dans le Haut Val d'Illicz (Parautochtone de Barme, fig. 4). Dans ces deux ensembles, les affleurements de Sous la Dent Ouest et Est (fig. 2, 4), l'affleurement de Lettes Dessus et celui de Luymène (fig. 2, 3) montrent des discordances très intéressantes. D'autres exemples de contacts ou de faciès comparables sont observés en certains endroits de l'Autochtone de Saint Maurice (fig. 3) et du Wildflysch Nord-helvétique de l'Oberland bernois.

6.1 La région de Sous la Dent

La région de Sous la Dent appartient tectoniquement au Parautochtone de Barme situé au fond du Val d'Illicz. Cette unité se trouve coincée entre le flanc inverse de la Nappe de Morcles et l'Autochtone de Champéry (fig. 4).

- A l'Ouest de Sous la Dent (554.080/110.730, point A fig. 2, 4), des calcaires micritiques à calpionelles du Tithonique supérieur sont en contact avec les «schistes marnomicacés» de la Formation du Val d'Illiez (Oligocène inférieur, fig. 8). Ce contact a généralement été considéré comme tectonique (De Loys 1928; Collet 1943; Ducloz 1944). Portant, sa géométrie ne correspond guère au plan de chevauchement – schistes marnomicacés sur Mésozoïque parautochtone – plus ou moins parallèle à celui de la Nappe de Morcles (25–30° vers le SE), que l'on est supposé observer ici. Au contraire, l'interface entre les calcaires et les silts oligocènes est une surface irrégulière percée de nombreuses cavités. Celles-ci sont remplies d'éléments tertiaires resédimentés, de calcaires oolithiques à trocholines typiques du Valanginien, de calcaires argileux à calpionelles, etc., supportés par une matrice silteuse. La surface de ces cavités montre de nombreuses minéralisations et des encroûtements algaires. A proximité du contact, les calcaires micritiques du Tithonique sont bréchifiés et dolomités. Le contact est indiscutablement sédimentaire (Mayoraz 1987). Au Nord de l'affleurement, les calcaires passent graduellement vers le haut à des alternances de marnes et calcaires argileux typiques du Berriasien du Parautochtone (fig. 8). Cette attribution est confirmée par des calpionelles.
La position structurale des formations – inclinées à 70–90° vers le Sud – montre, du Nord au Sud, la succession stratigraphique (!) suivante (fig. 8): calcaires argileux berriasiens, calcaires tithoniques, marnes oligocènes. Ainsi, les sédiments tertiaires se sont déposés sur les calcaires du Malm renversés et érodés. Il y a donc eu forte tectonisation des sédiments tithoniques et berriasiens et érosion de ceux-ci avant le dépôt des silts marnomicacés.
- Un contact semblable est observé à l'Est de Sous la Dent. A cet endroit (554.610/110.850, point B fig. 2, 4), c'est sur les marnes berriasiennes (datées ici par ammonites) que se déposent, en discordance, les sédiments tertiaires (fig. 9). Ces derniers sont constitués de microbrèches à nummulites, sur quelques décimètres, puis de schistes à blocs sur 1 à 2 mètres. Au-dessus d'eux, on trouve le faciès marnomicacé habituel. Tout comme à Sous la Dent Ouest, les éléments de brèches et les blocs sont des calcaires d'âge tithonique, créacé et tertiaire. L'interface entre le Berriasien et les fines coulées bréchiques est particulièrement remarquable. Celles-ci épousent la surface érodée et parfois minéralisée des marnes. De manière encore plus indubitable qu'à Sous la Dent Ouest, le contact est sédimentaire (Mayoraz 1987).
Les marnes berriasiennes – et plus haut, les calcaires du Malm – plongent de 60° vers le Sud; par contre, les microbrèches tertiaires sont inclinées de 20° vers le Nord (fig. 9). La discordance est d'environ 80°. La géométrie du contact ainsi que sa nature montrent que les couches Mésozoïques ont dû être redressées et érodées avant le dépôt des brèches et schistes à blocs. Ces derniers ont un faciès fort semblable à celui des dépôts à blocs du flanc inverse de la Nappe de Morcles. Ils sont également interprétés comme le résultat de coulées boueuses de haute densité. Ce type de sédimentation traduit le démantèlement d'un relief proche.

Le Parautochtone de Barme est affecté de failles sub-horizontales importantes (Mayoraz 1987). Néanmoins la liaison directe entre cette unité et les calcaires et marnes mésozoïques de Sous la Dent est indubitable. En effet, l'analyse des structures du Parautochtone (plus particulièrement en direction de Barme) montre que les couches méso-

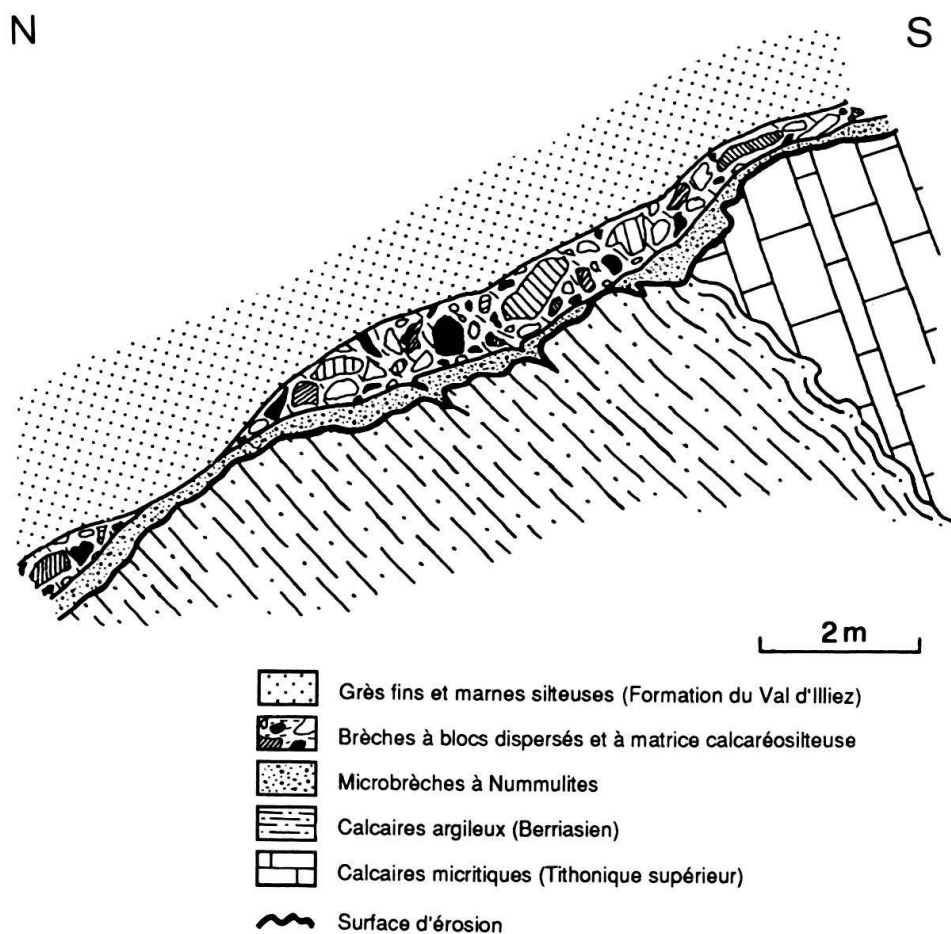


Fig. 9. Profil géologique de l'affleurement de «Sous la Dent Est»: les sédiments tithoniques et berriasiens sont tronqués par les microbrèches à nummulites. La pétrographie des blocs dispersés (Malm, Crétacé et Tertiaire) correspond à celle des brèches éocène-oligocènes de la Nappe de Morcles que l'on trouve immédiatement au-dessus de cet affleurement, dans le Grand Couloir de Barne (point 2 fig. 2, 4).

zoïques de Sous la Dent se rattachent à l'anticlinal de la Saufla (principale structure de l'unité) par l'intermédiaire d'un vaste synclinal (Collet 1943). Les mouvements qui ont plissé les calcaires de Sous la Dent ont ainsi également affecté l'ensemble du Parautochtone de Barne. Ce point de vue est confirmé par la géométrie générale de l'interface schistes marnomicacés – Mésozoïque parautochtone qui, cartographiquement, montre que l'anticlinal de la Saufla est tronqué par la Formation du Val d'Illicz (fig. 4; De Loys 1928; Mayoraz 1987).

Cette discordance peut-être datée de la limite Eocène-Oligocène. En effet, sur le pourtour de l'anticlinal de la Saufla on trouve des sédiments d'âge éocène supérieur (calcaires à nummulites) recouvrant, sans discordance angulaire majeure, des roches d'âge crétacé. Leur dépôt a donc eu lieu avant les mouvements décrits ci-dessus qui ont affecté le Parautochtone. Les premiers dépôts de matériel détritique marnomicacé, eux, sont datés de la base de l'Oligocène inférieur (Lateltin 1988). C'est donc entre ces deux dates

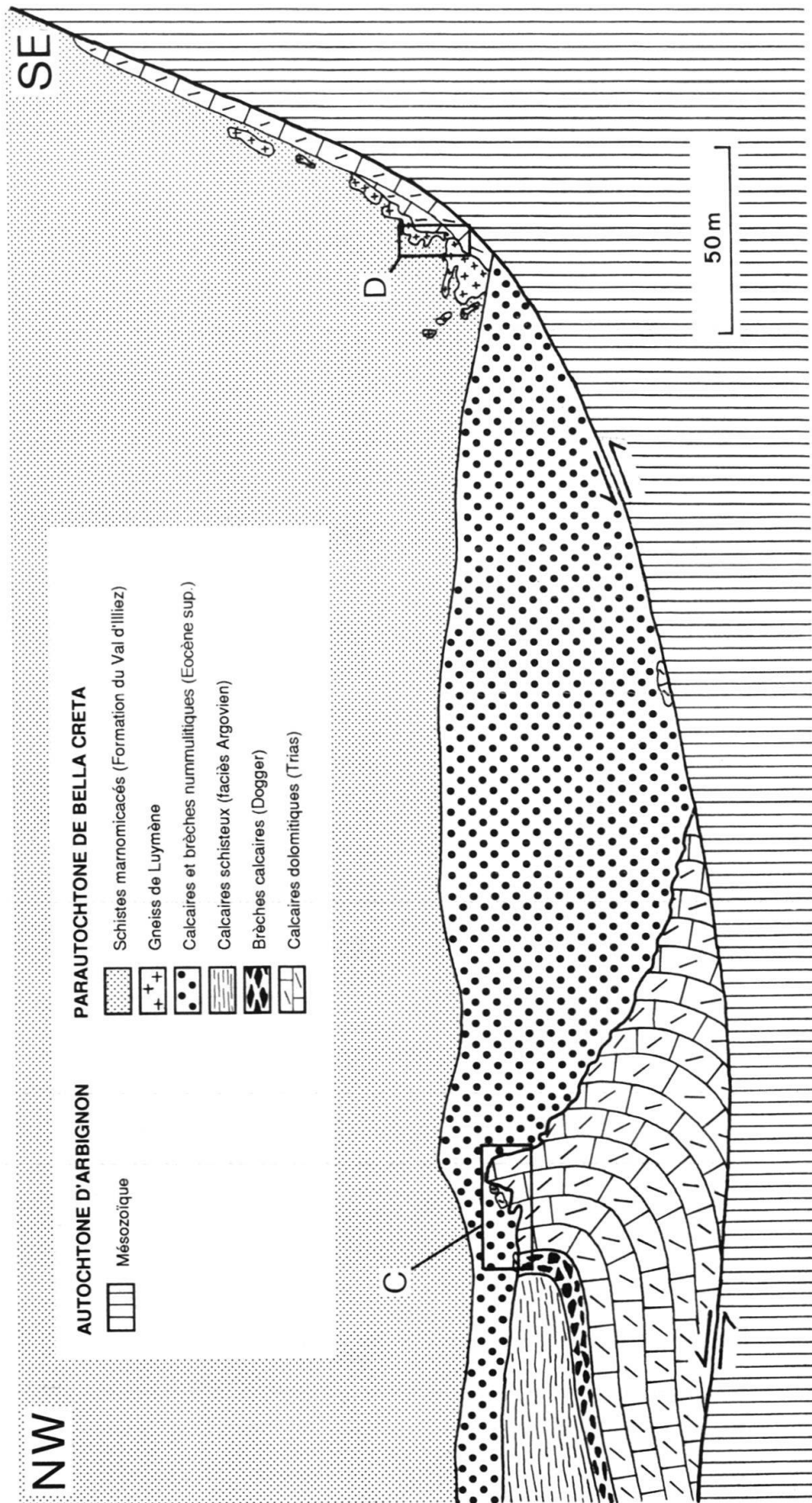


Fig. 10. Profil géologique de la région «Lettes Dessus-Luymène» (extrémité sud de l'Ecaille de Bella Crêta): on remarque l'organisation particulière entre le Mésozoïque parautochthone replissé en synclinal et les conglomérats nummulitiques. Le proche plan de chevauchement basal de l'Ecaille de Bella Crêta complice encore la répartition des divers éléments. C = fig. 11; D = fig. 12.

que le Parautochtone de Barne a été partiellement plissé et érodé et que les brèches et schistes à blocs se sont déposés.

6.2 L'écaille parautochtone de Bella Crêta

Cette écaille se situe sur la rive droite du Rhône, en-dessous du flanc inverse de la Nappe de Morcles (fig. 2, 3). Elle chevauche directement l'Autochtone d'Arbignon. Badoux (1972) y décrit, dans la région de Lettes Dessus, «une sorte de pli complexe prépriabonien à coeur triasique». Plus en arrière encore, c'est le «gneiss de Luymène» qui attire son attention.

- A Lettes Dessus (571.860/115.170, point C fig. 2, 3, 10), on peut voir que les calcaires dolomitiques du Trias, généralement horizontaux comme l'ensemble du Parautochtone, se redressent brutalement en couches sub-verticales, formant un synclinal ouvert vers le Nord (fig. 10). Le coeur de celui-ci est formé de calcaires spathiques et bréchiques attribués au Dogger, puis de calcaires argileux de faciès «Argovien» (Malm inférieur). L'âge prépriabonien de cette structuration est justifié par le fait que le pli est tronqué par des sédiments tertiaires constitués de calcaires plaquetés et de brèches polygéniques très étirées. Dans la matrice de ces dernières, on a pu trouver, quelques centaines de mètres plus au NW, quelques nummulites. Malheureusement, à l'endroit précis du synclinal de Trias, la déformation intense n'a pas permis d'en trouver et c'est à partir des similitudes de faciès que les âges ont été donnés. Les éléments de brèches sont des calcaires dolomitiques, des calcaires micritiques contenant parfois des Saccocoma et des débris d'ammonites, des calcaires gréseux et des calcaires à pellets.

Les couches mésozoïques ont effectivement été plissées avant le dépôt des conglomérats attribués à l'Eocène supérieur: le Trias forme un éperon aigu à l'avant et à

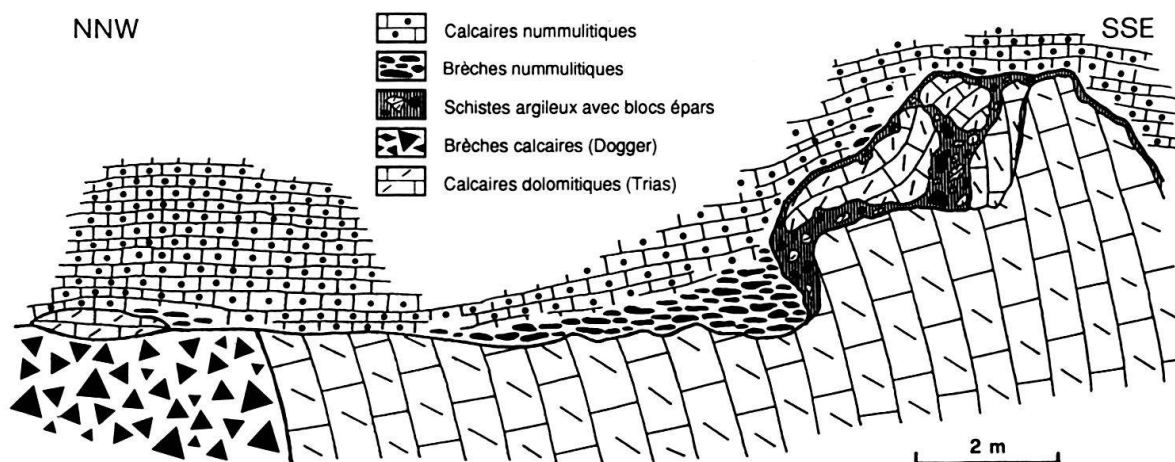


Fig. 11. Profil géologique de l'affleurement de «Lettes Dessus»: les bancs subverticaux de calcaire dolomitique du Trias ont été érodés puis recouverts par les brèches nummulitiques.

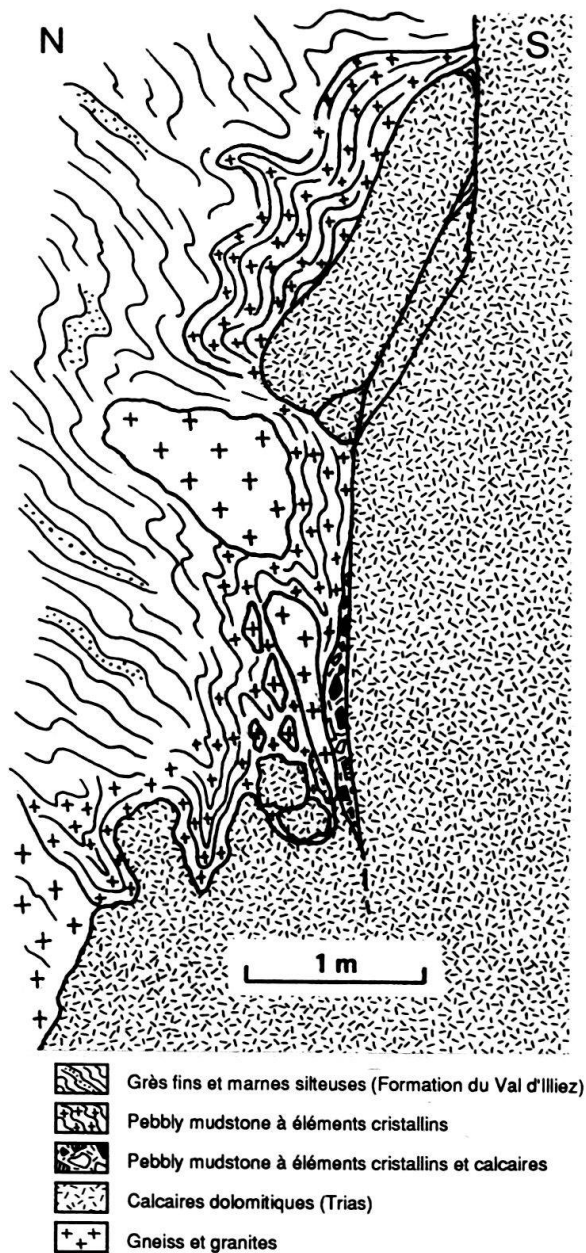


Fig. 12. Profil géologique de l'affleurement de «Luymène»: un mélange sédimentaire de marnes oligocènes et de blocs cristallins recouvre la surface des calcaires dolomitiques.

l'arrière duquel des éléments de calcaires dolomitiques se sont écroulés en blocs décimétriques à métriques (fig. 11). Au NW, ceux-ci reposent en discordance orthogonale sur les couches redressées de Dogger. Ils protègent les brèches, entre-temps déposées, de la forte déformation locale. Au SE de la butte, les blocs de calcaires dolomitiques jalonnent la base de l'Ecaille de Bella Crêta, c'est-à-dire son plan de chevauchement sur l'Autochtone. Les brèches se poursuivent également dans cette direction et forment toute la série, du plan de chevauchement aux schistes marnomiacés (fig. 10).

En résumé, cette région a été affectée par un important plissement des couches mésozoïques à la fin de l'Eocène ou légèrement avant, puis par l'érosion de celles-ci. Les brèches priaboniennes se sont ainsi déposées sur une surface structurée et érodée.

- C'est 250 m plus au SE (572.100/115.000, point D fig. 2, 3, 10), à l'extrémité de l'Écaille de Bella Crêta, que se trouve l'affleurement de Luymène. Nous nous trouvons ici à proximité du plan de chevauchement de l'écaille sur l'Autotochtone. Cette surface structurale plonge à 45° vers le Nord. L'écaille est constituée de brèches nummulitiques qui font place latéralement à un immense bloc de calcaire dolomitique d'environ 100 m de longueur et 5–10 m d'épaisseur appartenant à la même unité (fig. 10). S'agit-il d'un élément triasique semblable à celui de Lettes Dessus ou d'un bloc résédimenté à la base de la formation du Val d'Illiez? La géométrie de l'agencement des éléments nous fait opter pour la première solution. Au-dessus de ces calcaires dolomitiques et des brèches nummulitiques, on peut observer de nombreux affleurements de gneiss et granites (fig. 12). Tout comme dans le flanc inverse de la Nappe de Morcles, il s'agit d'amalgames de matériel cristallin. Leur contact avec le bloc triasique se fait par l'intermédiaire de coulées bréchiques, de type «pebbly mudflow», à éléments cristallins, parfois également dolomitiques ou calcaires, et à matrice argileuse, comblant çà et là de véritables rigoles décimétriques dans les calcaires dolomitiques (fig. 12). Plus haut on peut observer des lentilles de gneiss, de granite ou, plus rarement, de calcaire micritique emballées dans les silts marneux de la Formation du Val d'Illiez. On trouve, dans ces lentilles, quelques passées marneuses. Nous pensons ainsi que le matériel cristallin de Luymène s'est écoulé sur le bloc triasique et les brèches nummulitiques, terminant, en fait, la sédimentation de celles-ci et précédant le dépôt des turbidites de la Formation du Val d'Illiez. L'analogie stratigraphique et sédimentologique avec les brèches du flanc inverse de la Nappe de Morcles est frappante.

6.3 *L'Autochtone de Saint-Maurice*

Dans l'Autochtone de Saint-Maurice on peut également observer une forte discordance entre les calcaires mésozoïques et les sédiments détritiques oligocènes de la Formation du Val d'Illiez (Gagnebin 1932; Greenish 1966; Meister 1979; Lateltin 1983). Des calcarénites nummulitiques peuvent être suivies sporadiquement le long de cet interface. Celui-ci recoupe les plis en genou développés dans la série sousjacent. Bien que ceux-ci soient probablement repris par des mouvements tectoniques plus tardifs, on peut attribuer leur amorce ainsi que la discordance entre la Formation du Val d'Illiez et son sous-bassement calcarénitique à des mouvements d'âge priabonien supérieur.

6.4 *Dans l'Oberland Bernois*

D'autres dépôts détritiques grossiers, d'âge éocène supérieur, sont signalés en position analogue dans le Wildflysch Nord-helvétique de l'Oberland Bernois. Les descriptions de Künzi et al. (1979) montrent que les lentilles cristallines, pincées entre la Nappe du Doldenhorn et celle du Gellihorn, proviennent essentiellement du massif du Gastern, éventuellement aussi de celui de l'Aar (partie centrale). Si l'on se réfère à la reconstitution palinspastique classique de la région (Ferrazzini & Schuler 1979) on place le massif du Gastern au NW des nappes supportant le Wildflysch Nordhelvétique en position analogue à celle du massif des Aiguilles Rouges par rapport à la patrie de la Nappe de Morcles. Ainsi, l'Eocène supérieur de la région du Gastern est marqué par la surrection

et l'érosion de ce massif et de sa couverture sédimentaire. Cet événement se corrèle parfaitement avec les mouvements qui ont affecté le socle des Aiguilles Rouges.

7. Synthèse et discussion

Les différentes observations que nous avons évoquées ci-dessus nous montrent que:

- Les brèches du flanc inverse de la Nappe de Morcles sont le résultat de l'érosion d'un relief escarpé bordant au NW le bassin de la future nappe de Morcles à la limite Eocène-Oligocène. Ce relief n'est autre que le massif des Aiguilles Rouges et sa couverture sédimentaire.
- Les discordances et dépôts bréchiqes tertiaires dans les unités parautochtones et autochtones de part et d'autre de la vallée du Rhône sont la conséquence de mouvements tectoniques importants allant jusqu'à la formation de plis dans la couverture sédimentaire du massif des Aiguilles Rouges.
- De par leur identité chronologique, par la corrélation des faciès et des types de dépôts ainsi que par le matériel impliqué dans les coulées détritiques, les brèches des écailles parautochtones et celles du flanc inverse de la nappe de Morcles ont une origine paléogéographique commune.

Ainsi, la surrection du massif des Aiguilles Rouges à la fin de l'Eocène et les structurations affectant les terrains parautochtones sont des événements étroitement liés, résultant de mouvements isochrones dans un contexte géodynamique commun à l'échelle alpine.

En reprenant les éléments du contexte géodynamique global, on rappelle que la limite Eocène-Oligocène, placée approximativement entre -38 et -34 millions d'années (Berger 1990), est considérée, dans la partie occidentale de l'arc alpin, comme la période de compression N-S (Ricou & Siddans 1986; Laubscher 1991) qui aboutira au chevauchement des nappes penniques (Steck 1990). Le massif des Aiguilles Rouges ainsi que le soubassement de la Nappe de Morcles se trouvent soumis à une compression qui s'applique notamment à la limite méridionale du massif. Cette suture est probablement un accident ancien qui marque tout au long du Mésozoïque la limite septentrionale du bassin de la future Nappe de Morcles. Elle a une orientation NE-SW, proche de celle du pli de Lettes-Dessus (ENE-WSW), oblique, pratiquement à 45°, par rapport à la direction générale de compression. Cette organisation géométrique se concrétise logiquement par un système transpressif que l'on peut proposer comme étant à l'origine des mouvements tectoniques qui affectent le massif des Aiguilles Rouges à la limite Eocène-Oligocène. Les mouvements compressifs décrochants sénestres qui résultent de la transpression suffisent à provoquer l'émergence du massif et le plissement de sa couverture sédimentaire y compris l'autochtone de Saint Maurice. Ils peuvent s'extrapoler vers le massif du Gastern, au NE, expliquant ainsi les lentilles cristallines du Wildflysch Nord-helvétique.

Cette interprétation en transpression est également celle de Gourlay (1986) qui considère l'accident de la partie méridionale du massif des Aiguilles Rouges comme une rampe oblique jouant en décrochement sénestre à la fin de l'Eocène et celle de Boudon et al. (1976) pour qui la compression N-S se traduit, dans cette région, par des décrochements sénestres le long d'accidents anciens d'orientation N50°.

On notera que si la bordure SE du massif des Aiguilles Rouges a été le lieu de décrochements sénestres à la limite Eocène-Oligocène, elle jouera par contre en décrochement dextre accompagnant les mouvements décrochants E-W de la ligne Insurbrienne et de la ligne Simplon-Rhône dès la fin de l'Oligocène (Gourlay 1986; Steck 1990; Laubscher 1991).

8. Conclusions

Les caractéristiques très particulières des dépôts bréchiques du flanc inverse de la Nappe de Morcles, les relations clairement établies entre la position originelle de ces brèches et les structurations locales affectant les domaines paraautochtones et autochtones ainsi que le contexte plus général exposé ci-dessus, nous permettent de proposer un schéma qui précise les mouvements tectoniques affectant le domaine Nord-helvétique occidental à la limite Eocène-Oligocène. La compression N-S qui marque cette époque semble se traduire, dans la région, par un système transpressif jouant le long d'accidents préexistants globalement NE-SW. Les mouvements décrochants sénestres qui en résultent provoquent la surrection locale du socle cristallin des Aiguilles Rouges ainsi que le plissement et le décollement de sa couverture Mésozoïque. Ce soulèvement est accompagné de l'écroulement de la falaise qui marque le bord SE du massif émergé. Au pied de celle-ci, les blocs détachés se déposent en éboulis ou, plus loin, en coulées détritiques de types «débris flow».

L'important accident lié à cet escarpement limite le domaine de la future nappe de Morcles au NW. Sa position ainsi que l'ampleur de son rejet vertical sera déterminante pour la formation du flanc inverse de la Nappe de Morcles et pour le plissement de celle-ci.

Remerciements

Je tiens à exprimer ma gratitude à C. Caron, M. Caron, J.P. Berger (Fribourg), J.H. Gabus (Lausanne), R. Trümpy et D. Bernoulli (Zürich), P. Huggenberger (EAWAG), D. Muller (Genève), L.E. Ricou (Paris), M. Lemoine (Marly le Roy) et S. Schmid (Bâle) pour leur soutien et leurs critiques. Je remercie particulièrement P. Homewood (Elf Aquitaine) et R. Plancherel (Fribourg) pour leur aide constante et leurs nombreux conseils. Un merci aussi à toute l'équipe du labo de Fribourg. Ce travail a bénéficié de l'appui financier du FNSRS (requête No 2.5.567) et de la fondation Ignace Mariétan.

BIBLIOGRAPHIE

- ASPLER, L. B. & DONALDSON, J. A. 1985: The Nonacho Basin (Early Proterozoic), Northwest Territories, Canada: Sedimentation and deformation in a strike-slip setting. In: Strike-slip deformation, Basin formation and Sedimentation (Ed. by BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N.). Soc. econ. Paleont. Mineral., spec. publ. 37, 193–209.
- BADOUX, H. 1971: Notice explicative de la feuille Dent de Morcles. Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000, feuille No 58.
- 1972: Tectonique de la Nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. Matér. Carte géol. Suisse n.s. 143.
- BERGER, J. P. 1992: Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Application to the Swiss Molasse Basin. *Eclogae geol. Helv.* 85, 573–609.
- BOUDON, J., GAMOND, J. F., GRATIER, J. P., ROBERT, J. P., DEPARDON, J. P., GAY, M., RUHLAND, M. & VIALON, P. 1976: L'arc alpin occidental: réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S. *Eclogae geol. Helv.* 69, 509–520.

- BOUSSAC, J. 1912: Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. Serv. Carte géol. France.
- BUTTET, P. 1961: La lame cristalline et les brèches de Rionda (massif des Dents de Morcles). Lab. de min. et pétrogr. Univ. Lausanne, diplôme non-publié.
- COLLET, L. W. 1917: Sur la présence d'une lame de Mylonite dans la Tour Sallière. Arch. des Sc. phys. et nat. Genève XLIV, 150.
- 1933: Les mylonites gneissiques du versant Sud de la Tour Sallière (Pointes à Boillon). C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 50, 212–216.
- 1943: La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. Matér. Carte géol. Suisse n.s. 79.
- COLLET, L. W. & LILLIE, A. 1938: Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. Eclogae geol. Helv. 31, 105–123.
- COLLET, L. W. & DUCLOZ, C. 1940: Sur la présence de Malm autochtone à la base du Nummulitique du Pas d'Encl. C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 57, 261–262.
- DE LOYS, F. 1915: Sur la présence de la Mylonite dans le massif de la Dent du Midi. Eclogae geol. Helv. 14, 36–37.
- 1917: Les affleurements de Mylonite dans le massif de la Dent du Midi. Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 52, 183–190.
- 1918: Le décollement des terrains autochtones au col d'Emaney et au col du Jorat (massif de la Tour Sallière-Dent du Midi). Eclogae geol. Helv. 15, 303.
- 1928: Monographie géologique de la Dent du Midi. Matér. Carte géol. Suisse n.s. 58.
- DUCLOZ, C. 1940: Découverte d'écaillés de terrains autochtones dans le Flysch du versant Nord des Dents du Midi. C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 57, 257–259.
- 1944: Le Flysch des Dents du Midi (Valais). Fac. Sc. Univ. Genève, Thèse No 1057.
- FAVRE, A. 1847: Observation sur la position relative des terrains des Alpes suisses occidentales et de la Savoie. Bull. soc. géol. France 2 S., 996.
- FERRAZZINI, B. & SCHÜLER, P. 1979: Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. Eclogae geol. Helv. 72, 439–454.
- GAGNEBIN, E. 1925: Une lame de gneiss parautochtone à la base de la Dent du Midi (écaïlle du Jorat). Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 56, 57–59.
- 1932: Observations nouvelles sur la Dent du Midi (Valais). Eclogae geol. Helv. 25, 252–255.
- GOGUEL, J. 1951: Le passage de la Nappe de Morcles aux plis subalpins. Bull. Soc. géol. France 6, 439–451.
- GOURLAY, P. 1986: La déformation du socle et des couvertures delphino-helvétiques dans la région du Mont-Blanc (Alpes occidentales). Bull. Soc. géol. France II, 159–169.
- GREENISH, A. 1966: Géologie de la région de Saint-Maurice. Inst. géol. Univ. Lausanne, diplôme non publié.
- HERB, R. 1988: Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. Eclogae geol. Helv. 81, 611–657.
- HOMWOOD, P. & LATELTIN, O. 1988: Classic Swiss clastics (flysch and molasse): The alpine connection. Geodynamica Acta 2/1.
- KÜNZI, B., HERB, R., EGGER, A. & HÜGI, T. 1979: Kristallin-Einschlüsse im nordhelvetischen Wildflysch des Zentralen Berner Oberlands. Eclogae geol. Helv. 72, 425–438.
- LATELTIN, O. 1983: Etude géologique en rive droite du Bas Val d'Illiez. Inst. géol. Univ. Fribourg, diplôme non publié.
- 1988: Les dépôts turbiditiques Oligocènes d'avant-pays entre Annecy et le Sanetsch. Fac. Sci. Univ. Fribourg, Thèse No 949.
- LAUBSCHER, H. 1991: The arc of the Western Alps today. Eclogae geol. Helv. 84, 631–660.
- LEUENBERGER, M. 1988: Geologie des Autochtons der Nordwestseite des Aiguilles-Rouges Massifs (im Wallis). Inst. géol. Univ. Fribourg, diplôme non publié.
- LOWE, D. R. 1982: Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. Sed. Petr. 52, 279–298.
- LUGEON, M. 1912: Sur la tectonique de la Nappe de Morcles et ses conséquences. Eclogae geol. Helv. 12, 180.
- 1914: Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. C.R. Acad. Sc. Paris 158, 2029–2031.
- 1947: Hommage à Auguste Buxtorf et digressions sur la Nappe de Morcles. Verh. Naturf. Ges. Basel 58, 108–131.
- MARTINI, J. 1968: Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève n.s. 3, 79–89.
- MAYORAZ, R. 1987: Géologie du Haut Val d'Illiez, de Barme au Col de Coux (Valais), Inst. Géol. Univ. Fribourg, diplôme non publié.

- MEISTER, C. 1979: Etude stratigraphique dans la région de Saint-Maurice. Inst. géol. Univ. Lausanne, diplôme non publié.
- MORET, J. 1934: Géologie du massif des Bornes et des Klippes préalpines des Annes et Sulens (Haute-Savoie). Mém. Soc. géol. France N.S. 22.
- NILSEN, T. H. & MCCLAUGHLIN, R. J. 1985: Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen Strike-slip Basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek Strike-slip Basins of California. In: Strike-slip deformation, Basin formation and Sedimentation (Ed. by BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N.). Soc. econ. Paleont. Mineral., spec. publ. 37, 79–103.
- PAIRIS, B. 1975: Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). Thèse Univ. sci. méd. Grenoble.
- PAIRIS, B. & PAIRIS, J. L. 1978: Mécanismes de déformation dans le massif de Platé (Haute-Savoie). Ann. Centre Univ. de Savoie 3, Sci. nat., 37–52.
- POSTMA, G. 1986: Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology* 14, 291–294.
- PRIOR, D. B. & BORNHOLD, B. D. 1988: Submarine morphology and processes of fjord fan deltas and related high-gradient systems: modern examples from British Columbia. In: Fan deltas: Sedimentology and tectonic settings (Ed. by NEMEC, W. & STEEL, R.J.). Blackie, Glasgow, London, 125–143.
- RENEVIER, E. 1873: Tableaux des terrains sédimentaires, III, période nummulitique. Bull. vaud. Sc. nat. 12, No 70.
- 1890: Monographie géologique des Hautes Alpes vaudoises. Matér. Carte géol. Suisse 16^{ème} livr.
- RICOU, L. E. & SIDDANS, A. W. B. 1986: Collision tectonics in the Western Alps. In: Collision Tectonics (Ed. by COWARD, M.P. & RIES, A.C.). Geol. Soc. Spec. Publ. 19, 229–244.
- RIGASSI, D. 1977: Genèse tectonique du Jura: une nouvelle hypothèse. *Paleolab News* 2.
- RODINE, J. D. & JOHNSON, A. M. 1976: The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. *Sedimentology* 23, 213–234.
- ROLLIER, L. 1915: La genèse des Alpes. Extraits des Actes de la Soc. jurassienne d'Emulation.
- RYKKEN, J. 1968: The Nummulitic of the nappe de Morcles. Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 172.
- SCHROEDER, J. W. 1946: Mylonites ou brèches sédimentaires. C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 63, 37–40.
- STECK, A. 1990: Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. *Eclogae geol. Helv.* 84, 603–628.
- TRÜMPY, R. 1973: Timing of orogenic events in the Central Alps. In: Gravity and Tectonics (Ed. by JONG, K.A. & SCHOLTEN, R.). John Wiley & Sons, New York, 229–251.
- WELBON, A. 1988: The influence of intrabasinal faults on the development of a linked thrust system. *Geol. Rdsch.* 77, 11–24.

Manuscrit reçu le 3 juillet 1992

Révision acceptée le 20 mars 1995

