LA TRANSITION BRIANCONNAIS EXTERNE - BRIANCONNAIS INTERNE EN SAVOIE:

L'Aiguille des Aimes, le Roc du Bourget et le massif d'Ambin.

Etienne JAILLARD (+)

Résumé: Certaines coupes caractéristiques des domaines briançonnais de Vanoise et d'Ambin sont passées en revue et comparées.

Elles permettent de mettre en évidence, au-dessus de la puissante série carbonatée du Trias moyen, 30 m de dolomies à dislocations syngénétiques, concordantes, attribuées au Carnien inférieur (Aimes). Puis viennent, discordantes sur ce dernier niveau ou, localement, sur le Norien, des brèches dolomitiques atteignant 100 m d'épaisseur, contemporaines de l'émersion du Lias-Dogger et probablement, de la transgression qui suit (Aimes, Ambin). Celle-ci est localement matérialisée par des marbres sombres bréchiques (Bourget, Ambin) et de minces lentilles de détritisme siliceux (Aimes, Ambin).
Deux lacunes sédimentaires, respectivement datées du Callovien supérieur et de l'Oxfordien supérieur-Kimmeridgien (Bourget), encadrent un niveau très répandu de brèches polygéniques, et sont surmontées de marbres purs. Dans la sédimentation pélagique du Crétacé supérieur, s'intercalent des lentilles détritiques (Ambin) qui annoncent les formations resédimentées des zones plus internes, et un niveau de calcschistes à blocs et grès resédimentés daté du Maastrichtien supérieur (à Paléocène inférieur ?)(Aimes).

Ces séries, caractérisées par une faible érosion syn-rifting et par une sédimentation post-rifting riche en condensations et remaniements, sont interprêtées comme issues de la pente qui, au Jurassique supérieur-Crétacé, unissait probablement le Briançonnais externe dépourvu de détritisme, et le Briançonnais interne riche en resédimentations. Dans ce dernier, l'abondance du détritisme siliceux fait envisager l'existence d'un vaste domaine "ultra-briançonnais" essentiellement cristallin, tectonisé et érodé au Crétacé supérieur.

External to internal transition in the Briançonnais zone of Savoie: the aiguille des Aimes, the Roc du Bourget and the Ambin massif.

Abstract: Some caracteristic sections of the Briançonnais zone of the Vanoise and Ambin massifs are reviewed and compared.

Above the thick triassic carbonates, they evidence about 30 m of syngenetically fragmented dolomites, ascribed to the early Carnian (Aimes). Then, up to 100 m thick dolomitic breccias unconformably overlie this formation or the Norian dolomites (Aimes, Ambin). They are coeval with the Liassic-Mid-Jurassic rifting emersion and with the subsequent transgression, which is materialized by local dark marbles with microbreccias (Bourget, Ambin) and thin lenses of siliceous detritics (Aimes, Ambin).
Two sedimentary gaps, respectively of late Callovian, and Late Oxfordian-Kimmeridgian age (Bourget), enclose a widespread layer of polygenic breccias. The late Cretaceous pelagic deposits contain local detrital lenses (Ambin), which point to the widespread resedimentations of the more internal zones; and a formation of late Maastrichtian (to early Paleocene ?) calcschists bearing reworked blocks and sands (Aimes).

These units thus exhibit weak syn-rifting erosions, and a thin post-rifting sedimentation characterized by condensations and reworked deposits. They are interpreted as issued from the paleoslope that linked by late Jurassic-Cretaceous times, the external Briançonnais zone, devoided of detritism, and the internal zone which bear numerous resedimentations. In this latter area, abundant siliceous detritism suggest the existence of a vast "ultra-briançonnais", mainly cristalline domain, that was tectonized and eroded during late Cretaceous times.

(+) Institut Dolomieu, 15, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France.
Adresse actuelle: Mision ORSTOM, Apartado postal 6596 CCI, Quito, Ecuador.

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire
N° : 31086 ex 1
Cote : B

INTRODUCTION

La zone briançonnaise de la marge européenne de la Téthys, qui constitue à la fois un domaine paléogéographique et une zone structurale bien individualisés (fig. 1), a enregistré les étapes de l'évolution de la marge et de l'océan téthysiens (Bourbon et al., 1976; Baud et Septfontaine, 1980; Lemoine, 1984; Lemoine et al., 1986). Dans la zone briançonnaise, cette évolution est classiquement divisée en une période pré-rifting (Trias) marquée par une sédimentation de plate-forme carbonatée subsidente; une période syn-rifting (Lias-Dogger inférieur) qui enregistre un approfondissement (Lias inférieur) puis l'émersion (Lias supérieur) et l'érosion (Dogger inférieur) du domaine; une période post-rifting (Dogger supérieur - Néocomien) caractérisée par une transgression (Dogger supérieur) et la subsidence rapide du domaine (Malm inférieur) qui mène à un régime sédimentaire pélagique et lacunaire (Malm supérieur-Néocomien); une période en compression de fermeture océanique (Crétacé moyen et supérieur) puis de collision (Crétacé supérieur à Eocène), marquée par une sédimentation pélagique, lacunaire et de plus en plus détritique, qui cesse en briançonnais vers l'Eocène moyen.

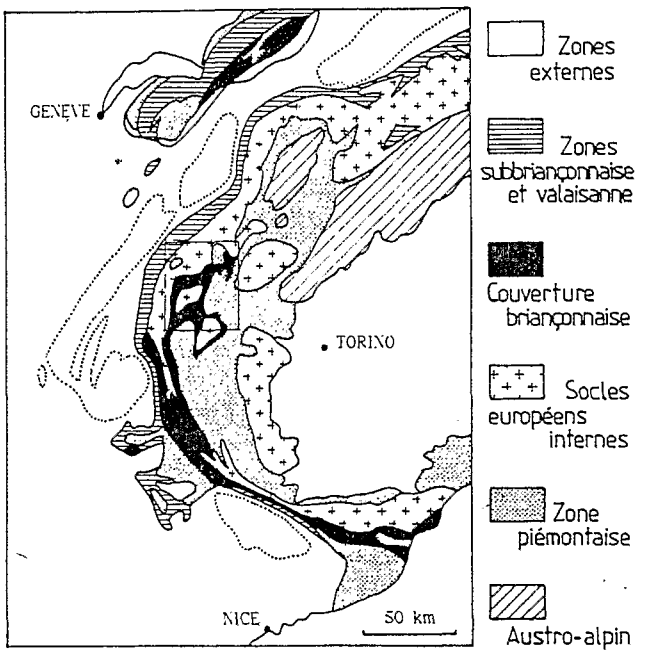


Fig. 1: Schéma structural des Alpes occidentales et localisation du secteur étudié.

Bien connue sur la transversale de Briançon (cf. Lemoine et Graciansky, 1988), la série mésozoique de la zone briançonnaise de Vanoise a également fait l'objet d'études détaillées (Niemeyer, 1979; Detraz, 1984; Marion, 1984; Jaillard, 1985a, 1988; Broudoux, 1985; Deville, 1986a, 1987; Dondey, 1986; Landès, 1988), où, malgré l'intensité des déformations et recristallisations (Bocquet, 1977; Goffé, 1982; Platt et Lister, 1985; De Roo et Lister, 1987), de nombreuses données nouvelles ont été fournies par quelques coupes privilégiées (fig. 2).
En particulier, certaines unités jalonnent la limite entre, d'une part un domaine briançonnais externe à Trias carbonaté généralement conservé et dont les termes jurassico-crétacés dépourvus de brèches; et d'autre part, un domaine briançonnais interne généralement dépourvu de Trias carbonaté et riches en brèches et en détritisme au Jurassique et au Crétacé. De par leur caractère mixte et leurs nombreux niveaux datés, elles permettent de préciser la stratigraphie, l'évolution tectonique, et la paléogéographie du domaine.

Le but de ce travail est de décrire certaines de ces séries caractéristiques, de les comparer avec d'autres coupes voisines afin d'en faire ressortir les caractères généraux, et d'examiner leur signification tant du point de vue de l'évolution tectonique du domaine, que du point de vue paléogéographique.

L' AIGUILLE DES AIMES

1) Contexte géologique.

L' aiguille des Aimes est située sur le versant Tarentaise de Vanoise, en haut de la vallée de Peisey-Nancroix, non loin du col du Palet (fig. 3). Ce chainon calcaire est une unité monoclinale, décollée à la base des carbonates triasiques, et présentant un axe NE-SW (Broudoux, 1985).
Bien que variable d'un point à un autre, la série stratigraphique comprend schématiquement cinq termes (Ellenberger, 1958; Broudoux, 1985; Broudoux et Raoult, sous presse): - une épaisse série calcaréo-dolomitique du Trias moyen; - des brèches carbonatées non

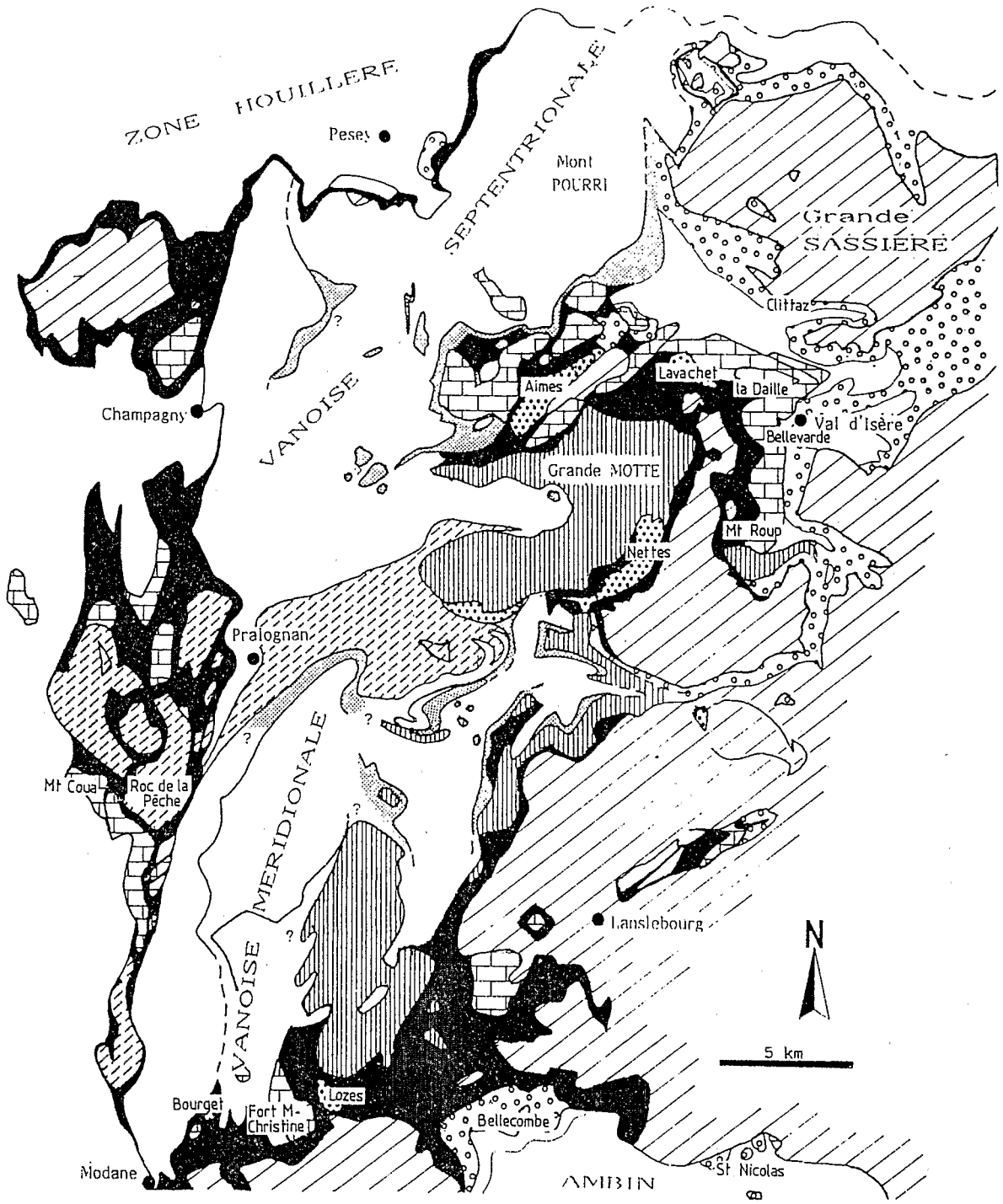


Fig. 2: Schéma structural de la Vanoise et localisation des principaux noms de lieu cités.

datées; - des marbres clairs, bréchiques à la base, rapportés au Jurassique supérieur; - des marbres chloriteux d'âge crétacé supérieur à paléocène; et - un mince placage de schistes noirs attribués à l'Eocène (fig. 4).

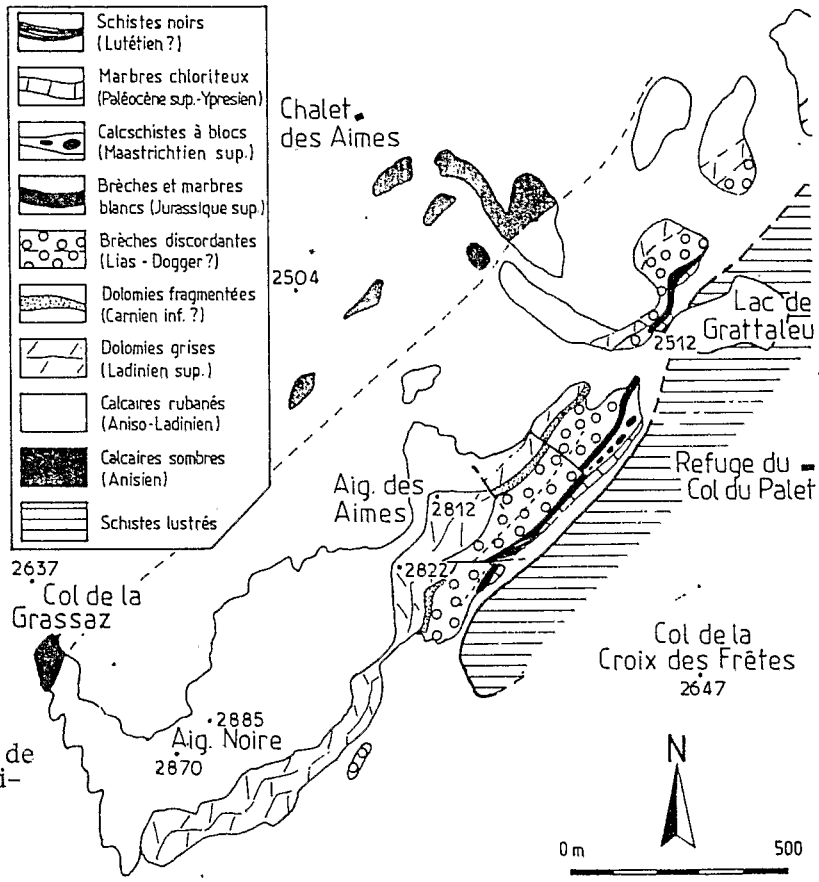


Fig. 3: Carte géologique de l'Aiguille des Aimes (localisation sur la fig. 2).

2) La série calcaréo-dolomitique (Trias moyen).

Le Trias moyen briançonnais est bien connu dans les régions de Briançon et des Préalpes suisses depuis les travaux de Baud et Mégard-Galli (1975; Mégard-Galli et Baud, 1977; Baud, 1987). En Vanoise, la sédimentation du Trias moyen est très comparable, avec trois cycles transgressif-régressifs (C I à C III), comprenant eux-mêmes différentes séquences sédimentaires de comblement (S1 à S9)(cf. Jaillard, 1985a).

A l'aiguille des Aimes, la série calcaréo-dolomitique a été décrite par Broudoux (1985; Broudoux et Raoult, sous presse), qui y reconnait le banc à silex et les calcaires vermiculés supérieur du cycle I d'âge anisien (S4 et S5), les calcaires rubanés (S6) et les dolomies blanches (S7) du C II d'âge aniso-ladinien; et les dolomies grises du C III, d'âge ladinien supérieur, caractérisées par des niveaux à oncolithes, à silex et à encrines noires (Broudoux, 1985).

La présence en Vanoise de ces niveaux caractéristiques, connus dans le reste de la zone briançonnaise (Baud et Mégard-Galli, 1975) confirme que le Trias carbonaté de Vanoise ne diffère pas de celui des régions voisines, et s'est donc déposé sur une plate-forme carbonatée extrêmement uniforme (Baud et Mégard-Galli, 1975).

3) Les dolomies fragmentées (Carnien supposé).

A l'aiguille des Aimes, les Dolomies grises sont surmontées en concordance par une formation carbonatée d'environ 30 mètres, comprenant trois ensembles décamétriques constitués de dolomies sombres et de quelques bancs de calcaires noirs, ensembles séparés les uns des autres par des niveaux argileux bruns à noirs à patine jaune à orangée. Les calcaires

contiennent localement de petits gastéropodes, de petits lamellibranches et de possibles manchons d'algues. En lame mince, ces calcaires révèlent une texture de pelmicrite. Les dolomies montrent fréquemment de fins niveaux microbréchiques ou à galets mous. Les ensembles se terminent souvent par des dolomies à laminations algaires (fig. 5).

Par comparaison avec d'autres niveaux d'émersion connus dans le Trias briançonnais, les niveaux marneux à patine orangée représenteraient des dépôts continentaux. Ces unités lithologiques correspondraient donc à des séquences de comblement déposées dans des milieux allant depuis la plate-forme interne très peu profonde à la zone supratidale.

Les niveaux dolomitiques, très souvent fragmentés ou disloqués peuvent présenter tous les intermédiaires entre le banc fracturé et à peine déplacé, et la brèche monogénique à éléments décimétriques résultant de la désorganisation complète du banc, tels qu'ils ont été décrits ailleurs par Mégard-Galli (1972) et Mégard-Galli et Faure (1988). D'après ces auteurs, ces déformations synsédimentaires résultent de glissements provoqués par une tectonique en distension (Mégard-Galli et Faure, 1988).

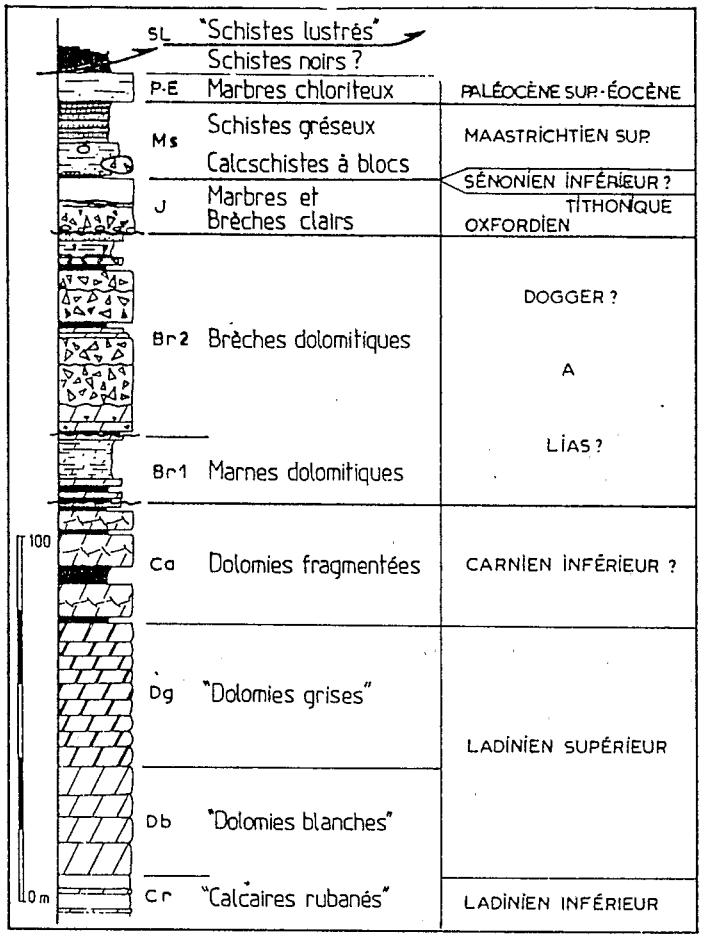


Fig. 4: Coupe synthétique de la série post-ladinienne de l'Aiguille des Aimes.

Cette formation, déjà signalée dans certains secteurs de Vanoise (Jaillard, 1987), a été reconnue dans de nombreuses coupes situées dans toute la zone briançonnaise de Vanoise (fig. 5). Dans nombre d'entre elles (Vallaisonnay, Mont Roup, Mont Coua), on reconnait les trois séquences décrites à l'aiguille des Aimes. L'intensité des déformations synsédimentaires, leur localisation verticale, les épaisseurs et les milieux sédimentaires apparaissent comme inégales dans le détail, illustrant une topographie et une instabilité variables selon les endroits.

Dans l'ensemble des coupes, la fréquence de la couleur noire et de la pyrite secondaire et l'abondance de mouchetures dolomitiques blanches (pseudomorphoses d'évaporites) indiquent un milieu confiné, parfois sursalé.

La formation est surmontée soit par des brèches discordantes souvent polygéniques et non datées, soit par des cargneules (fig. 5). Ceci est compatible avec l'hypothèse de l'existence de dépôts évaporitiques sus-jacents, et qui ont été facilement érodés lors de l'émersion ultérieure (la formation étant alors directement recouverte par les dépôts discordants), ou ont été remobilisés lors de la tectonique alpine (et donnant naissance aux cargneules).

On peut donc définir en Vanoise, une formation concordante sur les dolomies grises du Ladinien supérieur p.p., déposée en milieu marin confiné et très peu profond, composée de trois séquences décamétriques, enregistrant une nette instabilité tectonique distensive. Il est possible que cette formation ait été surmontée à l'origine par des niveaux évaporitiques. L'ensemble de ces observations fait penser qu'il s'agit très probablement du début du Cycle IV d'âge carnien inférieur (Baud et Mégard-Galli, 1975). Néanmoins, des recherches supplémentaires seraient nécessaires pour confirmer paléontologiquement cette attribution.

4) Les brèches discordantes (Jurassique inférieur à moyen ?).

A l'aiguille des Aimes, ces formations commencent par une vingtaine de mètres de marnes

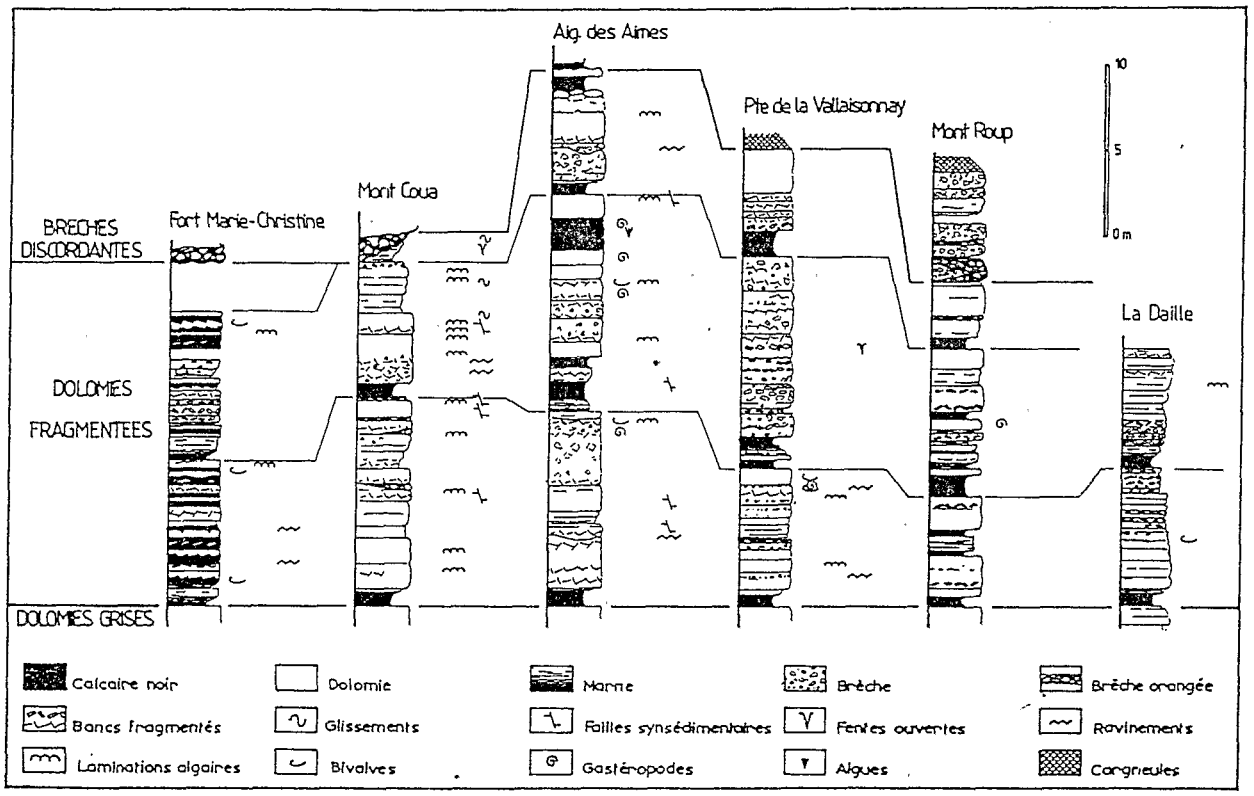


Fig. 5: Les dolomies fragmentées post-ladiniennes (Carnien inférieur probable) dans quelques coupes de Vanoise (localisations sur la fig. 2).

dolomitiques brunes à orangées, contenant quelques bancs de dolomie argileuse laminée à fentes de dessiccation, et affectées de failles et/ou de glissements synsédimentaires (fig. 4).
Puis viennent environ trente mètres de bancs parfois épais de brèches massives, souvent polygéniques et hétérométriques, fréquemment ravinantes les unes sur les autres (fentes ouvertes). Elles admettent des intercalations de bancs dolomitiques parfois disloqués, et d'enduits ravinants d'argile orangée bréchique.
Au sommet, des niveaux marno-dolomitiques bréchiques réapparaissent, ainsi que des lentilles de grès et schistes sombres annonçant la transgression jurassique.

L'aspect général de la formation est celui de dépôts continentaux, mais la présence de déformations synsédimentaires plastiques, d'une stratification bien marquée dans les bancs de dolomie et de figures de dessiccation indiquent des milieux de dépôts temporairement subaquatiques. Il s'agit donc probablement de dépôts continentaux, à intercalations de sédiments d'origine lacustre ou lagunaire.

Précédemment attribuées au Carnien (Jaillard, 1985a; Broudoux, 1985), les brèches discordantes semblent devoir être considérées comme postérieures. En effet, à l'aiguille des Aimes, elles surmontent en discordance une formation attribuable au Carnien inférieur (fig. 6), mais elles peuvent, ailleurs, surmonter d'autres termes du Trias moyen (Jaillard et al., 1986). Par ailleurs, leur caractère polygénique et hétérométrique, la taille pluridécimétrique de certains éléments et les fréquentes discordances internes montrent qu'il s'agit d'une formation syntectonique et donc, très probablement syn-rifting.
En l'absence de données paléontologiques, les relations stratigraphiques indiquent un âge compris entre le Carnien et l'Oxfordien. Néanmoins, par comparaison avec d'autres régions où l'émersion du domaine briançonnais est mieux datée (Dumont, 1984; Lemoine et al., 1986; Lemoine et Trümpy, 1987; Faure et Mégard-Galli, 1988), un âge Lias supérieur à Jurassique moyen peut leur être attribué.

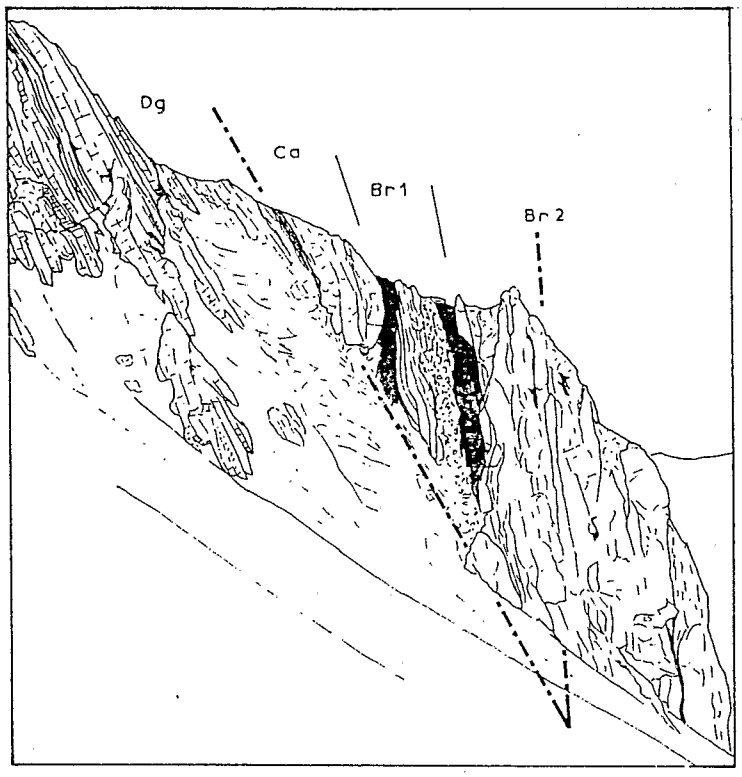


Fig. 6: Discordance des brèches continentales (Br) sur le Ladinien supérieur (Dg) et le Carnien présumé (Ca) (Versant Sud du pt 2822 à l'aiguille des Aimès).

5) L'émersion et la tectonique syn-rifting.

Reconnues depuis longtemps (Ellenberger, 1958), les érosions et discordances sont les indices les plus évidents d'une tectonique de rifting responsable de l'émersion du domaine briançonnais. Les brèches discordantes reposent sur le Trias carbonaté par l'intermédiaire d'une surface pouvant tronquer cartographiquement le Carnien inférieur supposé, et probablement une partie du Ladinien supérieur (fig. 6 et 7). Dans le paysage, la discordance indique un pendage de l'ordre de 30° vers le NW des niveaux triasiques au moment du dépôt des brèches. Si l'on suppose, en première approximation, que les directions originelles ont été grossièrement conservées malgré les charriages alpins, le basculement des dépôts anté-rifting se serait donc produit vers le NW.

A l'Est du point 2812 (fig. 3), le Carnien inférieur supposé disparait brutalement vers le SW sous les brèches discordantes qui reposent alors directement sur les Dolomies grises. Cette disposition traduit la présence très probable de failles de rejet décamétrique et d'orientation actuelle plus ou moins NW-SE, scellées par les brèches discordantes. Ces failles apparaissent comme mineures par rapport aux accidents responsables des basculements décrits ci-dessus et dont l'orientation serait NE-SW (N 45 actuel).

Des creusements karstiques s'observent également dans les niveaux supérieurs du Trias moyen, sous forme de petites cavités centimétriques à

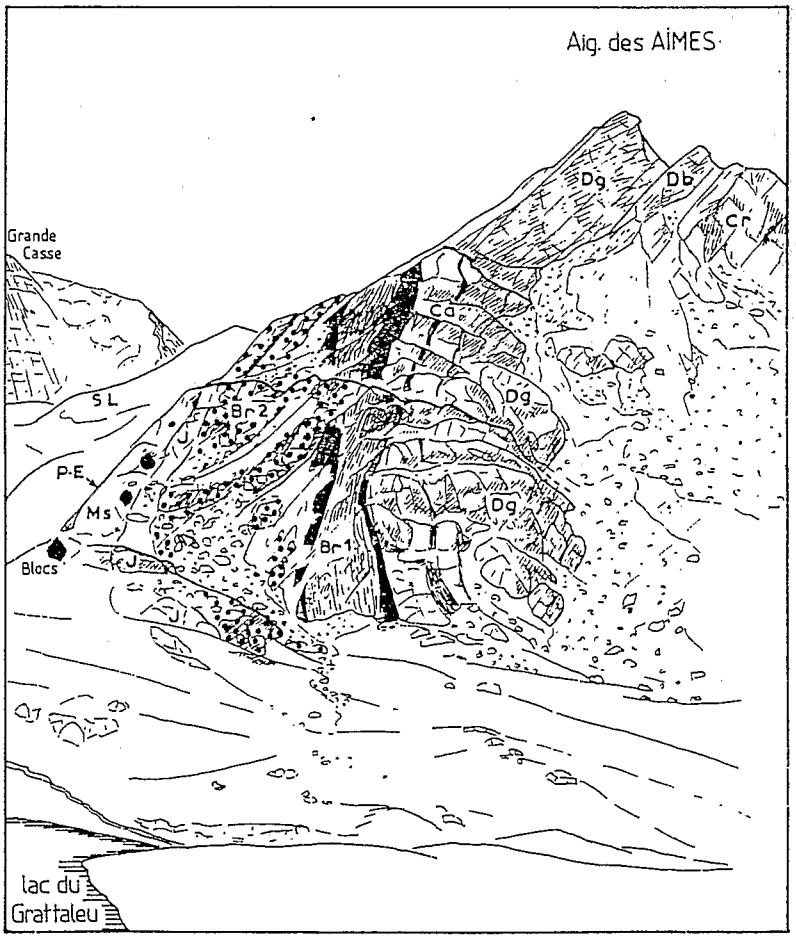


Fig. 7: L'aiguille des Aimes depuis le NE. (Abréviations comme fig. 4).

décamétriques, remplies de silt dolomitique blanc plus ou moins laminé. Les contours des cavités peuvent être arrondis ou anguleux, les remplissages étant souvent microbréchiques dans ce dernier cas (fig. 8). Ces cavités sont semblables à celles décrites par Baud et al. (1979) et Faure et Mégard-Galli (1988). Elles traduisent donc une évolution prolongée en milieu vadose. Malheureusement, la chronologie des creusements relativement au dépôt des brèches discordantes n'a pu être établie, non plus que l'orientation statistique des réseaux de fractures.

Déjà signalés par Ellenberger (1958, p. 227 et 247) et Broudoux (1985) qui les attribuaient au Carnien, les grès feldspathiques localement associés à des schistes noirs à patine rouille, présents au sommet des brèches discordantes indiquent que, vers la fin de la période d'émersion, l'érosion avait atteint des niveaux siliceux. Un tel détritisme riche en quartz est également connu en Vanoise occidentale (Ellenberger, 1958, Jaillard, 1985b), dans la zone de la Grande Motte (Ellenberger, 1958; Broudoux, 1985; Deville, 1987) et en Vanoise septentrionale (Jaillard, 1988) où il est toujours localisé à la base des premiers niveaux marins jurassiques. Cette observation laisse penser que le dépôt des brèches discordantes a pu se prolonger tard au cours du Dogger.

6) Les brèches et marbres clairs (Jurassique supérieur et Néocomien ?).

Après l'émersion de la zone briançonnaise au Lias-Dogger, la discordance post-rifting est matérialisée par la transgression jurassique dont les modalités sont bien connues (Graciansky et Mercier, 1976; Lecanu et al., 1978; Fürrer, 1979; Bourbon, 1980; Septfontaine, 1984; Jaillard, 1985b).

A l'aiguille des Aimes (fig. 10), les marbres blancs rapportés au Jurassique supérieur débutent localement par un conglomérat à éléments variés (calcaires, grès, dolomies) pouvant s'infiltrer dans les brèches dolomitiques sous-jacentes, et attestant d'une reprise brutale de la sédimentation. Viennent ensuite des niveaux de brèches carbonatées polygéniques à ciment de marbre clair, fréquemment ravinants les uns sur les autres.

Ceux-ci incluent, vers le haut, des zones siliceuses ou des lits hématitiques anastomosés très riches en petites ammonites indéterminables (fig. 9), et en débris d'échinodermes et de lamellibranches (Ellenberger, 1958; Broudoux, 1985). C'est dans un de ces lits hématitiques qu'a été découverte, dans un nodule probablement remanié, une microfaune attribuable à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen (Jaillard, 1987).

Au-dessus de ces hard-grounds hématitiques (fig. 10), quelques mètres de marbres blancs représenteraient le Jurassique terminal et peut-être localement, un partie du Crétacé inférieur (Deville, 1987).

Fig. 8: Petites poches karstiques dans les dolomies du Trias carbonaté (aiguille des Aimes).

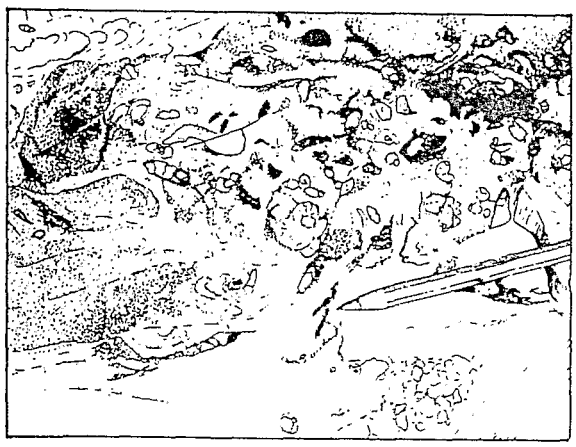


Fig. 9: Niveau condensé à hématite et ammonites indéterminables. (Jurassique supérieur de l'aiguille des Aimes).

La présence de brèches, de niveaux de condensation, de remaniements et d'un mélange de faunes pélagiques autochtones avec des débris d'organismes néritiques remaniés, indiquent un milieu de dépôt instable sur des pentes, en milieu hémipélagique pour les premiers sédiments du Malm. Par comparaison avec les termes équivalents de la région de Briançon (Bourbon, 1980), les marbres blancs sus-jacents ont pu se déposer en milieu pélagique, mais la recristallisation interdit toute observation sédimentologique.
La superposition directe de dépôts de talus sur les brèches discordantes subaériennes indique un important et brutal approfondissement du domaine, survenant au tout début du Jurassique supérieur.

L'horizon hématitique rouge à ammonites est un excellent niveau-repère signalé dans de nombreuses unités des zones du Chevril et du Clou, en Vanoise interne (Ellenberger, 1958; Marion, 1984; Deville, 1987; Jaillard, 1987, 1988). Dans la majorité de ces coupes, il surmonte ou est intercalé au sommet d'un niveau métrique à hectométrique de brèches polygéniques à ciment de marbre clair à zones gréso-siliceuses parfois très développées (Croix du Pisset, Plan des Nettes, Tsanteleina, Pierre d'Arbine), (fig. 11) qui les avaient fait attribuer autrefois au Lias ("Brèche du Santel", Raguin, 1930; Ellenberger, 1958).

7) Les Marbres chloriteux inférieurs (début du Crétacé supérieur).

Après une lacune sédimentaire sous-marine de tout ou partie du Crétacé inférieur, la sédimentation pélagique reprend généralement en Vanoise vers le Turonien, par le dépôt de calcaires argileux pélagiques actuellement à l'état de "marbres chloriteux" (Ellenberger, 1958; Ellenberger et Raoult, 1979; Bourbon, 1980; Deville, 1987).

Du fait des érosions ultérieures, la présence des marbres chloriteux du début du Crétacé supérieur n'est pas certaine à l'aiguille des Aimes. En effet, Broudoux (1985, p. 93-4) et Broudoux et Raoult (sous presse) mentionnent dans le hard-ground de base des Marbres chloriteux, une microfaune dont "... le cachet général est celui d'une association du Sénonien inférieur..." tout en signalant un "... possible mélange de faunes du Sénonien inférieur et supérieur...". Par ailleurs, on trouve, au même niveau ou immédiatement au-dessus, des marbres chloriteux roses contenant des nodules à microfaunes d'âge probablement éocène inférieur (Broudoux et Raoult, sous presse; cf. aussi Ellenberger, 1958).

Il est donc probable que la plus grande partie de la microfaune du Sénonien inférieur soit remaniée dans l'encroûtement de base des marbres chloriteux sus-jacents, mais on ne peut exclure la présence de minces placages de marbres chloriteux de cet âge (fig. 10).

8) Les calcschistes à blocs (Maastrichtien supérieur).

Sur le versant SE de l'aiguille des Aimes, au SW du Lac de Grattaleu, affleure une série de calcschistes sombres reposant sur les marbres clairs ravinés et fissurés du Malm, par l'intermédiaire d'un encroûtement brun à noir décimétrique, microbréchique à éléments de carbonates brunis. Cette croûte a fourni une microfaune pélagique bien conservée d'âge maastrichtien supérieur (det. M. Caron).

Au-dessus du hard-ground se développe la série suivante (fig. 10):
- 1,5 m de schistes verts légèrement quartzeux, non carbonatés, couronnés par un niveau (30 cm) de chloritoschistes verts à ankérite et à niveaux centimétriques de quartzites verts.
- 10 m de calcschistes chloriteux plus ou moins gréseux, intercalés de niveaux ou lentilles de marbres chloriteux bruns à crèmes, souvent gréseux. Ce niveau contient des blocs décimétriques à plurimétriques de brèche polygénique dolomitique et calcaire dont la taille croît vers le NE (fig. 3 et 7).
- 10 m (affleurement médiocre) de calcschistes chloriteux fissiles à ankérite, comprenant de minces lits gréseux, des amandes de marbre gris (galets étirés de Malm ? ou lentilles autochtones ?), des intercalations de marbres noirs un peu gréseux, et des niveaux calcaires rappelant l'aspect classique des marbres chloriteux. Vers le haut, les calcschistes sont plus gréseux et contiennent des lits centimétriques de quartzite vert (fig. 10).

Cette série est recouverte par des marbres chloriteux à faciès classique, non datés à cet endroit. Vers le SW, l'affleurement est brusquement interrompu par une faille de direction NW-SE dont le jeu apparait donc comme postérieur au dépôt des calcschistes à blocs, mais antérieur aux marbres chloriteux supérieurs qui ne sont pas sensiblement décalés (fig. 3).

En toute rigueur, l'âge de cette formation est compris entre le Maastrichtien supérieur (âge du hard-ground sous-jacent) et l'Eocène inférieur (âge, plus au SW, des marbres chloriteux surincombants). Néanmoins, les travaux menés ailleurs ont montré que l'âge des sédiments est très proche du hard-ground qui les souligne, ce dernier marquant la reprise de la sédimentation plus que la lacune sédimentaire qui le précède (Bourbon, 1980). Nous considérerons donc que cette formation est d'âge maastrichtien supérieur et peut-être paléocène inférieur.

Le milieu de dépôt de cette formation est difficile à préciser. La microfaune indique un milieu pélagique, dans lequel se sont déposés trois types de sédiments: des boues carbonatées pélagiques, plus ou moins argileuses et probablement autochtones; du quartz (et des micas ?) détritiques; et des blocs allochtones.
Néanmoins, alors que dans les marbres chloriteux classiques, le quartz détritique est assez uniformément dilué dans la sédimentation carbonatée autochtone, on le trouve souvent, dans cette formation, concentré en minces lits quartzitiques, évoquant donc des resédimentations de type turbidites distales. Mais l'état de recristallisation ne permet pas, par l' observation de la granulométrie ou des figures sédimentaires associées, de tester cette hypothèse.

A la cascade du Manchet, Broudoux et Raoult (sous presse), révisant la microfaune d'un échantillon de marbres chloriteux roses de F. Ellenberger, signalent une association du Sénonien supérieur, mélangée avec des faunes du Sénonien inférieur probablement remaniées. Dans la même coupe, Deville (1987, p. 49) signale des foraminifères planctoniques du Maastrichtien s.l.. Ces faunes ont été déterminées dans de minces placages de marbres quelquefois bréchiques surmontant immédiatement les marbres clairs du Jurassique supérieur, localement par l'intermédiaire d'un hard-ground également microbréchique.

A la Grande Motte, Deville (1987, p. 71-5) signale, plaqué sur les marbres ravinés du Malm, un épais encroûtement minéralisé microbréchique remaniant le Jurassique et des croûtes antérieures, et contenant une microfaune du Maastrichtien probablement supérieur. Il est surmonté par quelques décimètres de dépôts volcano-sédimentaires à tendance alcaline, interprétés comme issus d'un volcanisme intraplaque en contexte de distension anorogénique (Deville, 1987, p. 72-83). Ces dépôts volcanogéniques sont localement associés à des marbres chloriteux également datés du Maastrichtien.

Comme dans les Préalpes romandes (Guillaume, 1986), la présence de sédiments déposés probablement au Maastrichtien supérieur, distincts à la fois des Marbres chloriteux du Sénonien inférieur et des Marbres chloriteux du Paléocène supérieur-Eocène inférieur est donc certaine en Vanoise. La présence dans ces niveaux d'un détritisme quartzeux notable (turbidites distales ?), de blocs et de dépôts volcanogènes indique un événement tectonique important.

Celui-ci doit être rapproché d'une part de la fréquence des dépôts de flysch dans divers zones paléogéographiques alpine à cette époque (Homewood et Caron, 1982; Kerckhove et al., 1984; Winkler et al., 1985; Caron et al., 1989), et particulièrement dans la zone piémontaise de Savoie (Deville, 1986b, 1987); et d'autre part, de l'existence de phases tectoniques majeures, synmétamorphes datées de 60-70 Ma (limite Crétacé-Tertiaire) dans les massifs du Grand Paradis (Ballèvre, 1988) ou du Mont Rose (Monié, 1985).

9) Les Marbres chloriteux supérieurs (Paléocène supérieur-Eocène inférieur).

Comme on l'a vu (§ 7), il est possible qu'à l'aiguille des Aimes, tous les marbres chloriteux classiques soient tertiaires (cf. Broudoux et Raoult, sous presse).
A la différence des calcschistes à blocs, les marbres chloriteux sont essentiellement carbonatés quoiqu'assez riches en quartz détritique disséminé, et représentent donc probablement une sédimentation pélagique carbonatée tranquille quoique réduite. Le fait qu'ils puissent reposer selon les endroits sur le Malm raviné et parfois creusé de véritables poches (Broudoux, 1985, Broudoux et Raoult, sous presse), sur les marbres chloriteux inférieurs (?) ou sur le Maastrichtien supérieur prouve que leur dépôt succède à une importante lacune sédimentaire associée à d'intenses érosions probablement sous-marines.

10) Les Schistes noirs.

En rive gauche d'un couloir descendant vers le SW d'entre les points 2822 et 2812 (fig. 3), Broudoux (1985) signale des schistes noirs gréseux qu'il assimile aux Schistes de Pralognan, eux-même attribués à l'Eocène moyen (Ellenberger, 1958). Néanmoins, ces schistes, qui reposent à cet endroit sur le Jurassique, pourraient également appartenir à la formation des calcschistes à blocs. Il en est de même pour les schistes noirs localement visibles en bordure du Lac de Grattaleu.

11) Autres coupes du type aiguille des Aimes.

a) La très belle coupe du Plan des Nettes a été le siège de découvertes importantes sur la géologie de la Vanoise (cf. historique in Ellenberger, 1958, p. 233-7; Deville, 1987, p. 39). D'après Deville (1987, p. 40-7), on observe schématiquement la disposition suivante:
- Des dolomies claires litées, datées du Norien (Ellenberger, 1958), infiltrées de filons et

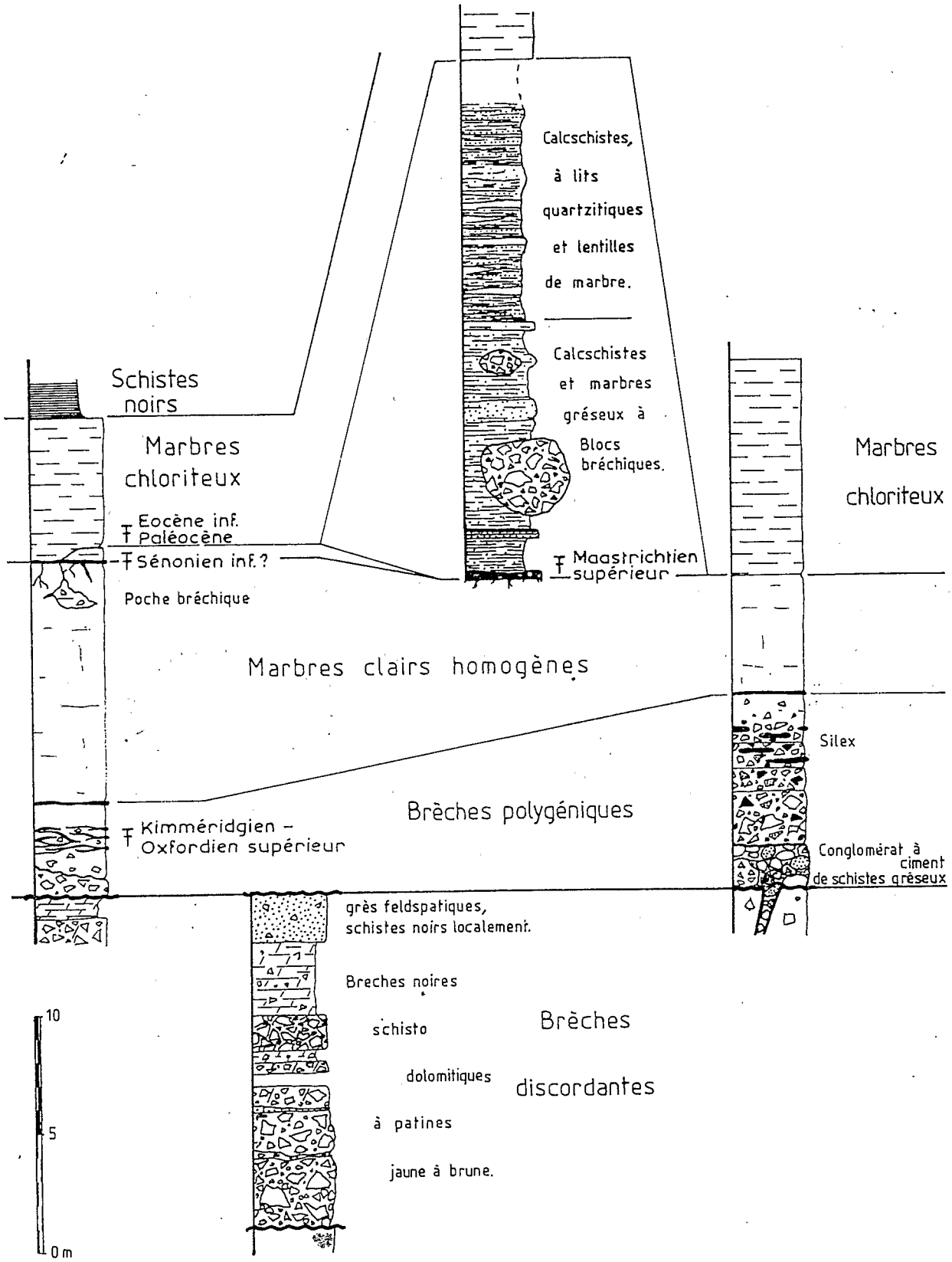


Fig. 10: Coupes des termes d'âge jurassique à tertiaire à l'aiguille des Aimes.

poches bréchiques.
- des brèches et mégabrèches à éléments variés (quartzites, marbres, dolomies, brèches, ...) pouvant atteindre la taille d'olistolites, et à matrice de silt dolomitique (vers la base) et de marbre gris (vers le haut), contenant dans les deux cas des zones siliceuses ou gréseuses.
A son sommet, la brèche contient ou est recouverte par des niveaux de condensation hématitiques riches en débris d'échinodermes, en foraminifères, en petites ammonites et même en radiolaires. Bien que non datés, ces encroûtements sont certainement équivalents à ceux de l'aiguille des Aimes (fig. 11).
- des marbres clairs (10 à 20 m) à rares lentilles bréchiques et silex;
- des marbres chloriteux surmontant un hard-ground dont les nodules contiennent des microfaunes d'âge sénonien (au coeur) à éocène inférieur (à la périphérie);
- des schistes noirs à galets ou blocs de marbres, et rapportés au Lutétien.

b) La série de la pointe du Lavachet a également été décrite par Ellenberger (1958, p. 325-6) et Marion (1984, p. 58-60). On y reconnait la succession suivante:
- Un centaine de mètres de marbres gris à quelques bancs dolomitiques, comparables aux

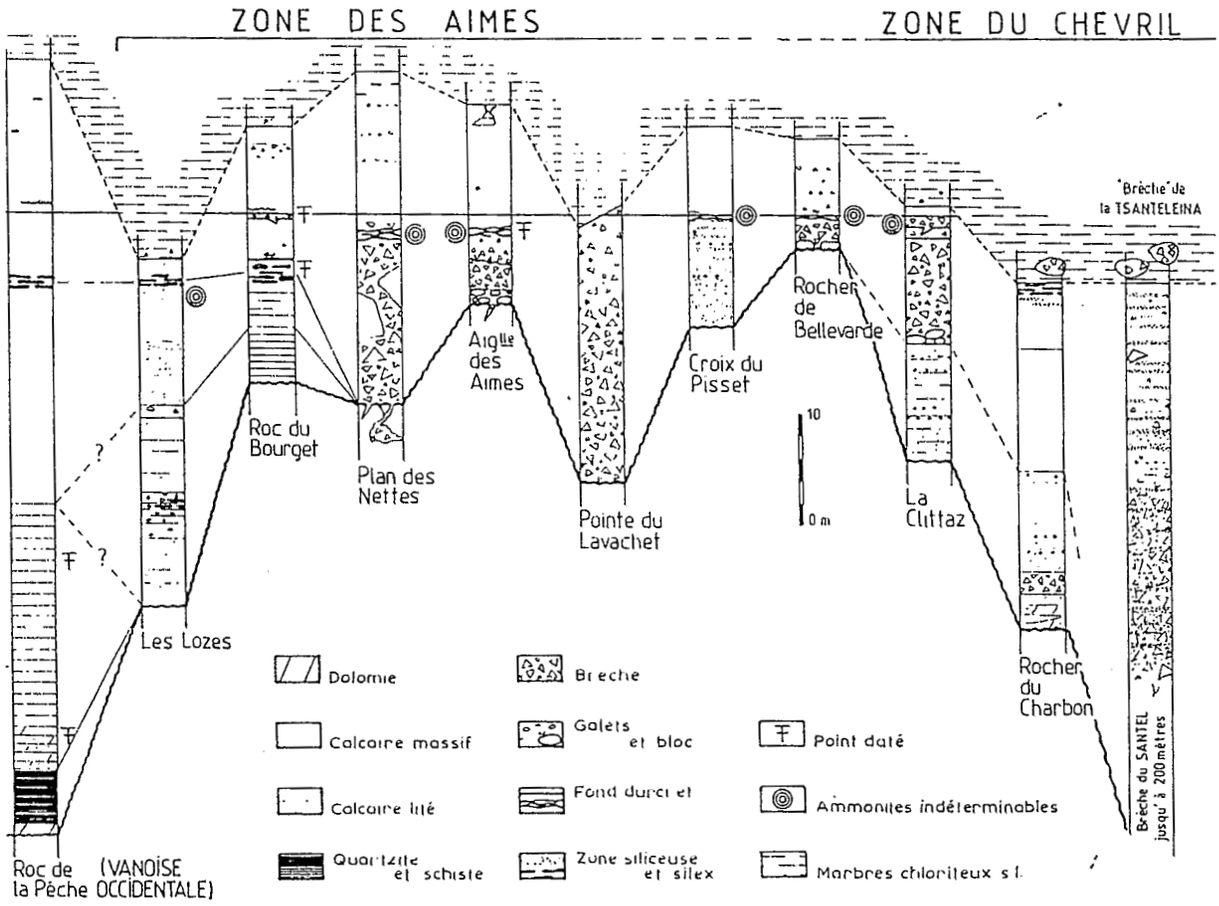


Fig. 11: La sédimentation jurassique à l'aiguille des Aimes et dans certaines coupes voisines, corrélations et comparaison avec la Vanoise occidentale.

"calcaires rubanés" (S6) d'âge aniso-ladinien, mais évoquant également certains faciès du Jurassique;
- 10 à 30 mètres de brèches polygéniques, sans ciment à la base, à matrice plus abondante de marbre clair vers le haut. Le sommet de la brèche, bruni sur quelques décimètres, contient parfois des restes d'enduits hématitiques (fig. 11);
- localement préservés sous les marbres chloriteux discordants, quelques décimètres de marbres blancs contiennent de petits galets de carbonate bruni, et ont fourni à leur sommet, des faunes du Crétacé supérieur (Ellenberger, 1958);
- les marbres chloriteux tronquent les dépôts antérieurs par l'intermédiaire d'un encroûtement vert et passent très vite (2 m) à des grès bruns calcaires puis à des schistes noirs quartzeux à lits de marbre gréseux à zones siliceuses. L'âge de ces sédiments est inconnu, et peut aller du Crétacé supérieur à l'Eocène.

c) Quoique moins caractéristiques, d'autres coupes peuvent être rapprochées de celle de l'Aiguille des Aimes, comme la petite série de Vallonbrun (Ellenberger, 1958) les écailles du Châtelard (Deville, 1987, p. 52-3).

12) Conclusions, caractères communs.

Ces coupes ont en commun:
- Un épaisse série carbonatée triasique bien conservée, pouvant atteindre le Norien;
- une transgression jurassique tardive, matérialisée par les brèches oxfordiennes, et rapidement suivie par des niveaux de condensation hématitiques (également fréquents dans les zones du Chevril et du Clou);
- l'absence ou la très forte réduction des dépôts (marbres chloriteux) du Sénonien inférieur;
- et l'apparition, localement, de détritisme au Crétacé terminal et/ou au Tertiaire.

LE ROC DU BOURGET ET LA CARRIERE DES LOZES (Maurienne).

1) Contexte géologique.

Ces unités affleurent en Maurienne, entre Modane et Aussois, au sein de grandes masses de gypse allochtone, et sont décollées de leur substratum triasique originel. Elles ont été décrites par Ellenberger (1958, p. 223-7 et 303-4) puis par Dondey (1986, p. 52-6) dont nous rappellerons les résultats (fig. 12).

2) Les dolomies claires (Norien p.p.?).

A la carrière des Lozes, il s'agit de dolomies jaunes, crèmes ou sombres, à fentes de dessiccation, brèches intraformationnelles, fracturations synsédimentaires et interlits d'argilites vertes, et d'âge probablement norien (Dondey, 1986).
Au roc du Bourget, il s'agit principalement de brèches massives et mal stratifiées, à éléments centimétriques de dolomies variées, intercalées de quelques bancs non bréchiques. Attribuées au Norien (Mégard-Galli et Baud, 1977), elles rappellent également certains faciès de brèches discordantes.

3) Les traces de l'émersion du Lias-Dogger.

Au Roc du Bourget, les dolomies présentaient un pendage d'environ 30° vers le NW quand le Jurassique s'est déposé.
A la carrière des Lozes, les dolomies claires sont creusées de poches ou filons karstiques remplis de brèches dolomitiques, jusqu'à quelques dizaines de mètres sous la surface de transgression. Le Jurassique repose en discordance accusée atteignant 60° (Dondey, 1986) sur les dolomies alors pentées vers le SSE.

D'après les directions actuelles, et en admettant qu'elles reflètent la géométrie initiale, les basculements se seraient donc opérés, comme à l'aiguille des Aimes, autour d'axes de rotation orientés grossièrement NE-SW (N 50 à N 65 actuel).

4) Le marbres sombres bréchiques (fin du Jurassique moyen ?).

Il s'agit de marbres sombres, gréseux et phylliteux, bréchiques (à la base) à

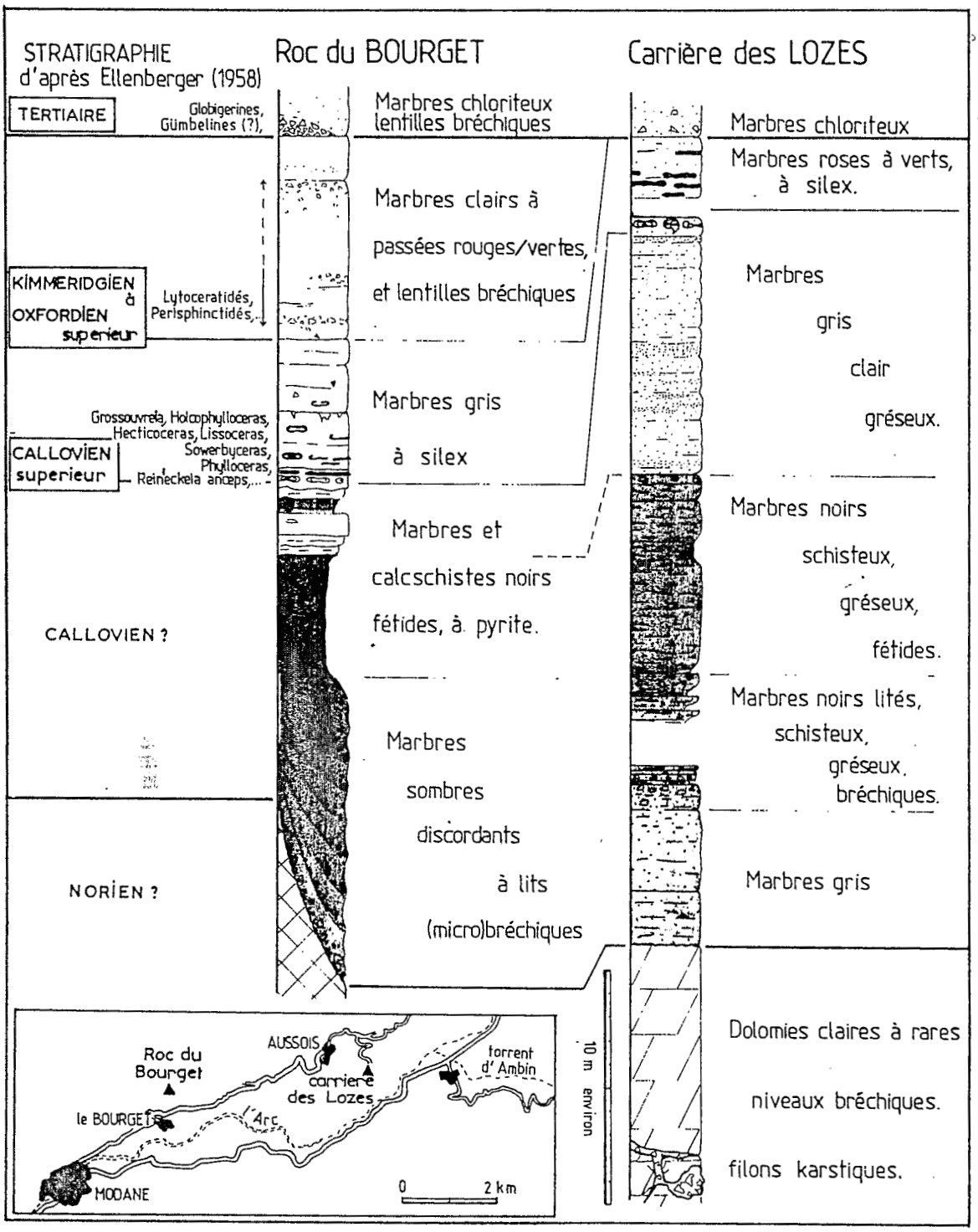


Fig. 12: Coupes des séries jurassiques du Roc du Bourget (les données stratigraphiques sont d'Ellenberger, 1958), et de la carrière des Lozes.

microbréchiques, parfois fétides et riches en pyrite (carrière des Lozes)(fig. 12), reposant en forte discordance sur les dolomies précédentes. Ils contiennent des bryozoaires et des huitres au Roc du Bourget (Ellenberger, 1958), des lamellibranches et de possibles débris d'oursins à la carrière des Lozes, évoquant ainsi des dépôts de plate-forme carbonatée peu profonde, localement confinée.

Ces marbres présentent des faciès rappelant à la fois le Bathonien à Mytilus et les calcaires à éléments figurés de Vanoise occidentale (Jaillard, 1985b; Debelmas et al., 1989), et on admettra un âge jurassique moyen tardif pour ces dépôts (Dondey, 1986).

5) Les marbres gris à silex (Callovien p.p.).

Les marbres sombres bréchiques passent vers le haut à des marbres gris assez massifs, très gréseux à la carrière des Lozes où l'on discerne de possibles sections d'encrines (Dondey, 1986). Dans les deux coupes, ce niveau se termine par un horizon à silex ou zones siliceuses, associé à des lits à ammonites, datées au Roc du Bourget du Callovien supérieur (Ellenberger, 1959, p. 304)(fig. 12).

La teinte plus claire, la stratification plus massive, et la faune (entroques, ammonites) indiquent un dépôt de plate-forme carbonatée plus ouverte et plus profonde que précédemment, comparable à celui des calcaires à éléments figurés de Vanoise occidentale attribués au Callovien (Jaillard, 1985b).
Le niveau siliceux et les lits à ammonites suggèrent l'existence d'un épisode de condensation et donc d'une discontinuité sédimentaire d'âge callovien supérieur.

6) Les marbres clairs (Jurassique supérieur).

Au Roc du Bourget (fig. 12), la série se complète par des marbres blancs foliés à niveaux bréchiques (sommet du rocher), galets brunis isolés et lentilles rosées, dans lesquels Ellenberger a pu distinguer des bélemnites, des lamellibranches, des entroques et des ammonites de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien probable (Ellenberger, 1958, p. 226 et 303). Ce ou ces niveaux bréchiques rosés sont donc équivalents aux niveaux hématitiques de condensation de l'aiguille des Aimes.
Le faciès et la faune indiquent un milieu de dépôt probablement hémipélagique.

7) Les marbres chloriteux (Crétacé supérieur ou paléogène).

A la carrière des Lozes comme au Roc du Bourget, le Jurassique est surmonté en discordance par des marbres chloriteux gréseux, localement très bréchiques à la base (faciès "clafoutis" au sommet du Roc du Bourget), ou à quelques galets de dolomie ou de silex. Ils ont fourni des microfaunes d'âge tertiaire au Roc du Bourget (Ellenberger, 1958).

8) Conclusions.

Ces coupes se rapprochent de celle de l'aiguille des Aimes par les caractères suivants:
- présence du Trias carbonaté bien conservé (Trias supérieur présent au moins localement);
- fortes discordances anté-jurassiques, et existence au moins locale du niveau hématisé de l'Oxfordien supérieur-Kimmeridgien.

En revanche, elles s'en distinguent par:
- une transgression jurassique plus précoce (callovienne ?);
- des brèches oxfordiennes plus locales et plus minces;
- et par la grande discrétion du détritisme dans les marbres chloriteux.
Ces derniers caractères les rapprochent donc des séries plus externes (Vanoise occidentale et Grande Motte).

LE NORD DU MASSIF D' AMBIN.

1) Contexte géologique.

Le massif d'Ambin est constitué d'un socle polymétamorphique (Gay, 1970) supportant une mince couverture carbonatée à caractère briançonnais (Goguel et Ellenberger, 1952), et affleurant au sein des Schistes lustrés piémontais et ligures (Allenbach et Caron, 1986; Fudral, sous presse).

La couverture briançonnaise du Nord du massif a été décrite par Goguel et Laffitte (1952), Goguel (1955), Goguel et Gay (1962), Gay (1964 et 1970). Mais les attributions stratigraphiques classiques des termes carbonatés de cette couverture sont celles de Goguel et Ellenberger (1952), Ellenberger (1958), reprises en détail par Caron et Gay (1977), Allenbach (1982) et Allenbach et Caron (1986).

D'après ces auteurs, on peut distinguer, au-dessus du Trias carbonaté, et de bas en haut, les termes suivants: - des calcaires gréseux et phylliteux noirs, souvent bréchiques attribuables au Rhétien-Lias; - des calcaires noirs gréseux et à microbrèches rousses pouvant représenter le Lias supérieur-Dogger; - des marbres blancs et des brèches claires assimilables au Malm de la région de Briançon; - des marbres chloriteux gréseux minces à encroûtements, très comparables à ceux de Vanoise; - des schistes, calcschistes et grès sombres rappelant les schistes éocènes de Vanoise, ou certains faciès du Crétacé supérieur (Caron et Gay, 1977).
Plus récemment, Jaillard et al. (1986) et Landès (1988) ont proposé de nouvelles interprétations quant à l'âge des premiers termes de la série.

La couverture mésozoïque de la partie Nord du massif d'Ambin affleure dans deux secteurs classiques (fig. 2): le secteur de Bellecombe à l'Ouest (appelé aussi autrefois Rochers Carlina) (fig. 13), et le secteur de Saint-Nicolas à l'Est (autrefois appelé Gran Scala)(fig. 22). Dans le premier secteur, la plupart des auteurs s'accorde à voir un contact stratigraphique entre le Trias carbonaté et les quartzites du Trias inférieur. Dans le deuxième, un décollement à la base des lambeaux de couverture est plus probable (Siddans et Ouazzani, 1984).
La cartographie détaillée de ces secteurs (Debelmas et al., 1989; Fudral, sous presse) a permis de préciser l'évolution tectonique mésozoïque de ces secteurs, et nous mène aux mêmes conclusions que Landès (1988).

2) La série calcaréo-dolomitique (Trias moyen).

Le Trias moyen affleure largement dans le secteur de Bellecombe et est probablement aussi présent à Saint-Nicolas.

a. Le Cycle I (Anisien p.p.) constitue la falaise dominant à l'Ouest le col du Petit Mont Cenis (fig. 13 et 14). Il présente une succession lithologique comparable à celle du cycle I de Vanoise, mais avec les différences suivantes (fig. 14):
- La séquence 1 (S1), constituée de marbres gréseux bruns et de schistes gris gréseux conglomératiques, associés à des lentilles de quartzites noirs et couronnée par un banc de dolomie jaune bréchifiée, est nettement moins épaisse et semble avoir un caractère plus continental que son équivalent de Vanoise;
- La S2, représentée par des marbres foliés gris-bleu à blancs, peu épais, ne présente pas le faciès classique des "calcaires vermiculés" (mais les étirements tectoniques peuvent en être responsables);
- La S5, entièrement dolomitique, ne présente pas non plus les faciès calcaires de son homologue de Vanoise.
S'il s'agit bien du cycle I, ces différences suggèrent des milieux de sédimentation plus proximaux (termes transgressifs S1 et S2 plus minces et plus détritiques), et moins profonds qu'en Vanoise (terme régressif S5 dolomitique).

Dans le secteur de Saint-Nicolas, certains affleurements rappellent également le cycle I, mais les différences mentionnées à Bellecombe s'accusent nettement (fig. 14). L'épaisseur est très réduite, et le détritisme est plus abondant, matérialisé par des lentilles de chloritoschistes quartzeux, particulièrement dans les niveaux transgressifs et régressifs. Des fantômes d'organismes dolomitisés (gastéropodes et manchons d'algues ?) trouvés dans la S3 supposée, la présence du niveaux à silex de la S4 présumée et la succession lithologique cohérente (fig. 14) font penser qu'il s'agit bien du cycle I. Par ailleurs, cette coupe rappelle celles décrites dans le Briançonnais interne de Suisse (Masson et al., 1980; Marthaler, 1984).

b. Le cycle II (Anisien supérieur à Ladinien supérieur) est absent à Saint-Nicolas, mais est très bien exposé à l'Ouest du massif de Bellecombe où il présente une épaisseur et des faciès très comparables à ceux des "calcaires rubanés" (S6) de Vanoise. On trouve à son sommet des calcaires dolomitiques sombres, fétides et saccharoides ("Dolomies noires" de la région de Briançon), puis des dolomies blanches fines à laminations algaires marquant la fin (S7) du Cycle II (fig. 13).

c. Le cycle III (Ladinien supérieur) n'affleure que dans le secteur de Bellecombe. Sur l'arête Nord de la pointe de Bellecombe, il contient une faune abondante de crinoïdes, gastéropodes, lamellibranches et algues, caractéristique du C III briançonnais (Baud et Mégard-Galli, 1975). Il présente aussi de fréquentes microfailles synsédimentaires, également connues à ce niveau en Vanoise (Jaillard, 1985a).

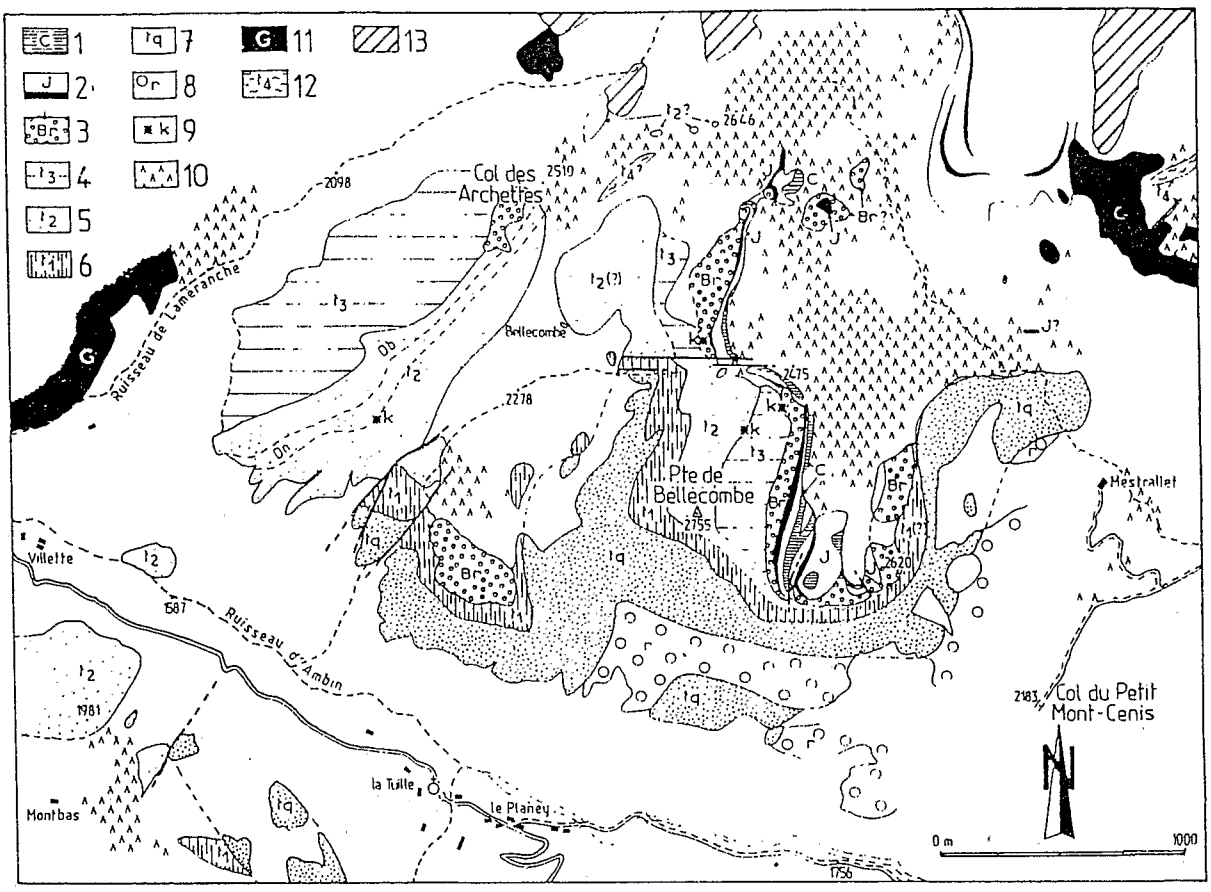


Fig. 13: Carte géologique du secteur de Bellecombe (massif d'Ambin).
1: Marbres chloriteux et schistes (Crétacé supérieur à Tertiaire ?); 2: Marbres sombres puis clairs, bréchiques (fin du Jurassique moyen (?) et Jurassique supérieur); 3: Brèches dolomitiques (Lias à Jurassique moyen ?); 4: Dolomies grises (C III, Ladinien supérieur); 5: Calcaires rubanés (C II, Aniso-Ladinien, Db: Dolomies blanches, Dn: Dolomies noires); 6: Calcaires sombres et dolomies jaunes (C I, Anisien); 7: Quartzites blancs (Scythien); 8: Conglomérats siliceux (Permo-Trias); 9: Poches karstiques; 10: Cargneules; 11: Gypses; 12: Dolomies, schistes et grès (Carnien); 13: Schistes lustrés s.l..

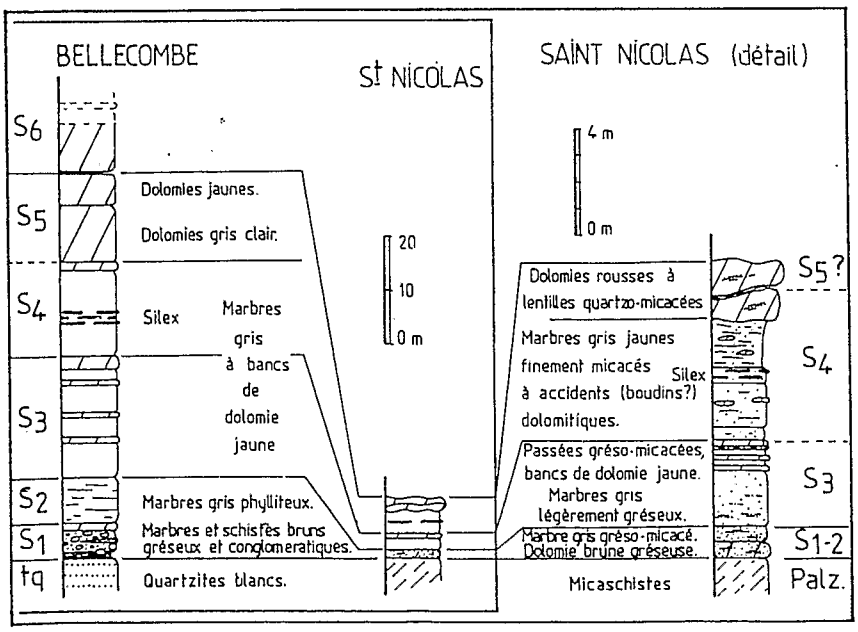


Fig. 14: Coupes des termes attribuables au Cycle I (Anisien) du Trias moyen, dans le massif d'Ambin.

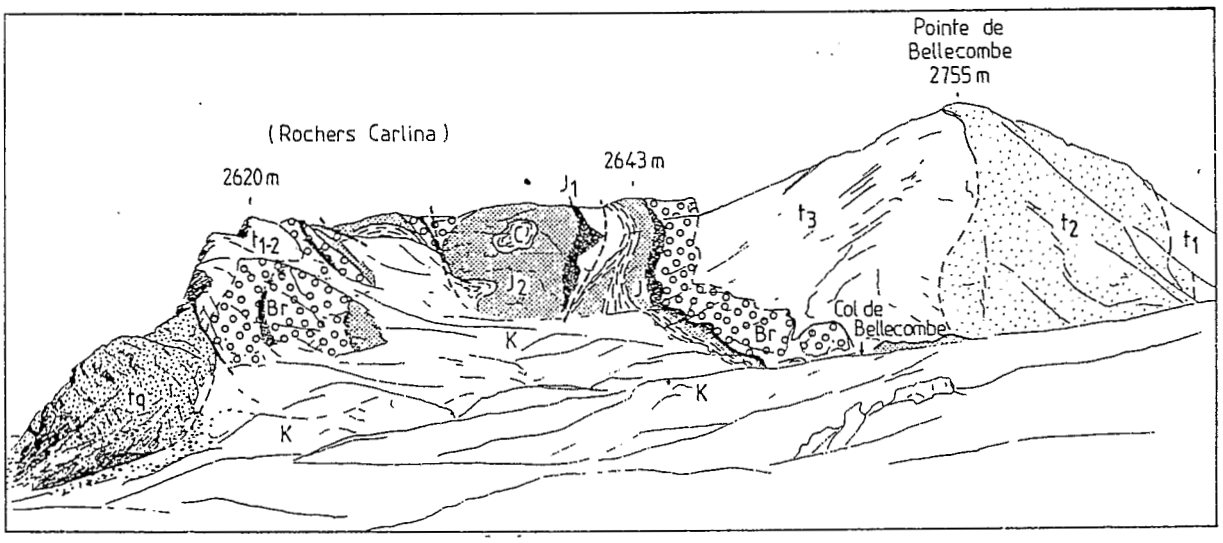


Fig. 15: Panorama du versant Nord de la Combe des Rochers Carlina, depuis les abords du col de Sollières.
r: conglomérats siliceux (Permo-trias); tq: quartzites (Scythien); t1: C I (Anisien); t2: C II (Aniso-ladinien); t3: C III (Ladinien supérieur); Br: Brèches dolomitiques (Jurassique inférieur à moyen présumé); J1: Marbres sombres bréchiques (fin du Jurassique moyen probable); J2: Brèches et marbres clairs (Jurassique supérieur); C: marbres chloriteux et lentilles détritiques (Crétacé supérieur probable); k: cargneules; g: gypses; SL: Schistes lustrés s.l.

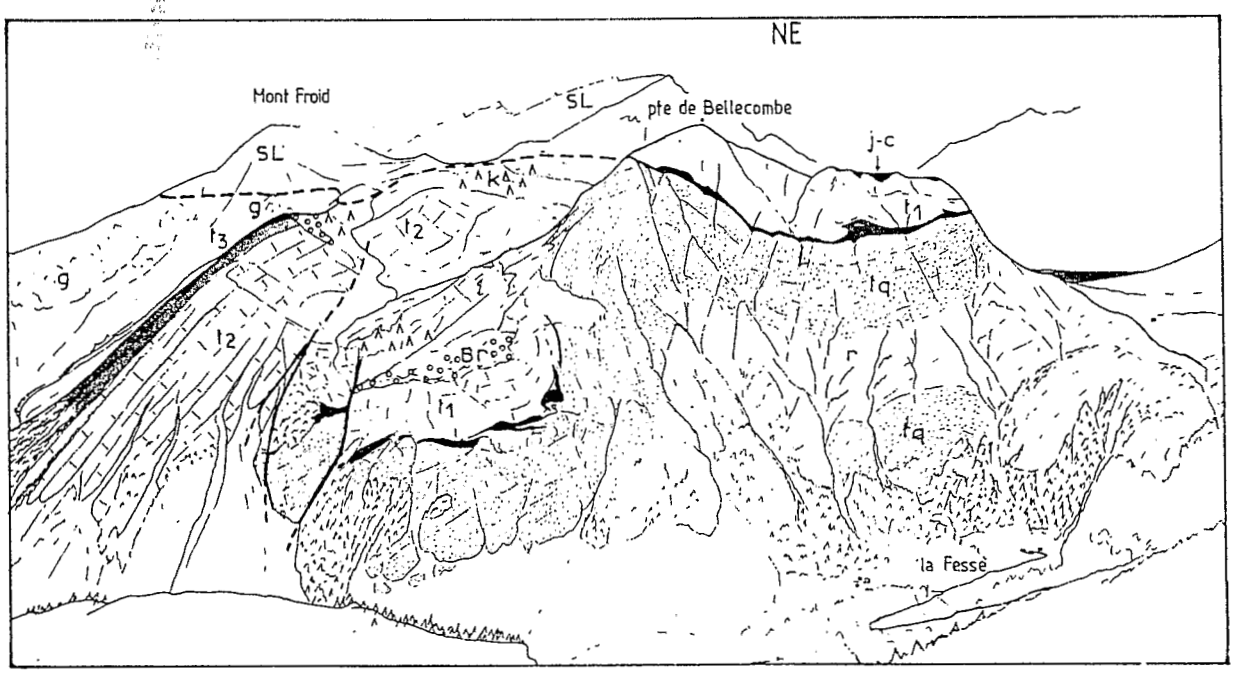


Fig. 16: Panorama du versant Sud du massif de Bellecombe, depuis le Plan de la Chasse (rive gauche du vallon d'Etache). Même légende que fig. 15.

En conclusion, le Trias moyen du Nord-Ouest du massif d'Ambin présente des faciès comparables à celui de Vanoise dont il diffère néanmoins par une légère réduction d'épaisseur et par une moindre profondeur de dépôt des termes transgressifs (S1 et S2 du C I; C I du Trias moyen). Ces différences s'accusent nettement à l'angle Nord-Est du massif (où les cycles II et III sont inconnus), qui constituait donc soit une zone haute, soit une bordure du bassin au début du Trias moyen.

3) Le Trias supérieur.

Il n'affleure dans la région considérée que sous forme de lentilles de marbres, de dolomie jaune et de schistes sombres au sein des gypses allochtones qui séparent tectoniquement les terrains briançonnais de la nappe des Schistes lustrés piémontais (fig. 13). Ils n'appartiennent donc pas à la série briançonnaise du Massif d'Ambin. Ils ont été partiellement datés du Carnien par des empreintes d'Equisetum (Mégard-Galli, in Gay, 1970, p. 43).

4) Les brèches discordantes et les traces d'émersion.

On a regroupé sous le terme de brèches discordantes, l'ensemble argilo-dolomitique brèchique, parfois épais (jusqu'à 100 mètres), de couleur brune, grise, jaune ou orangée, qui sépare le plus souvent le Trias moyen de la série présumée jurassique dans le secteur de Bellecombe (fig. 13, 15, 16 et 21).
Il peut comprendre des bancs de dolomie blanche, grise ou jaunâtre, à laminations et brèchifications synsédimentaires, des brèches polydolomitiques et hétérométriques à ciment dolomitique plus ou moins abondant, des dolomies massives, jaunâtres dans lesquelles les structures (brèches, stratifications, ...) sont invisibles, des niveaux schisteux bruns à noirs, des brèches à matrice argileuse orangée, quelques passées de calcaires sombres, etc...

Comme à l'Aiguille des Aimes, il s'agit donc de dépôts syntectoniques déposés en milieu subaérien. Leur âge est inconnu directement, mais leurs relations stratigraphiques permettent d'avancer des hypothèses:
- Des brèches dolomitiques orangées remplissent des poches karstiques métriques creusées dans le C III ou le C II (fig. 19), et sont alors parfois associées à des minéralisations (alentours du col de Bellecombe, fig. 13).
- Ces brèches sont en discordance angulaire ou cartographique nettes sur les différents niveaux du Trias moyen (fig. 17 et 18), et leur surface de base scelle des failles à rejet hectométrique (Combe de Bellecombe, fig. 13 et 16).

Le dépôt de ces brèches est donc postérieur à un événement tectonique majeur ayant provoqué l'émersion du domaine et son découpage par faille en grands panneaux indépendants; et qu'on peut attribuer à la tectonique de rifting.

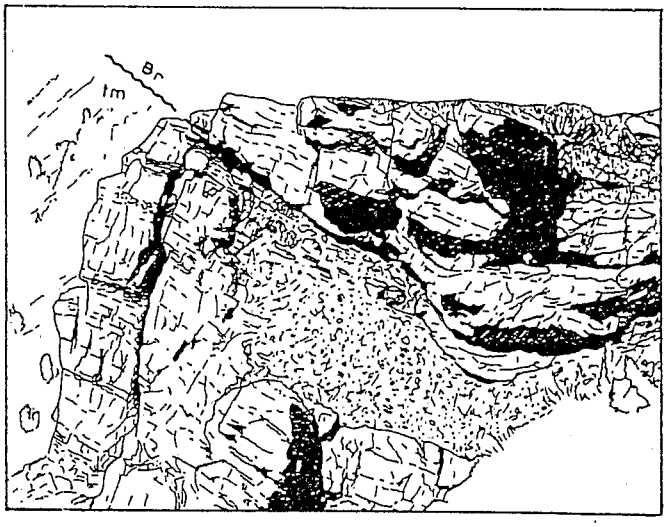


Fig. 17: Contact entre les brèches discordantes (Br) et le Trias moyen (tm) (Extrémité sud de la combe de Bellecombe).

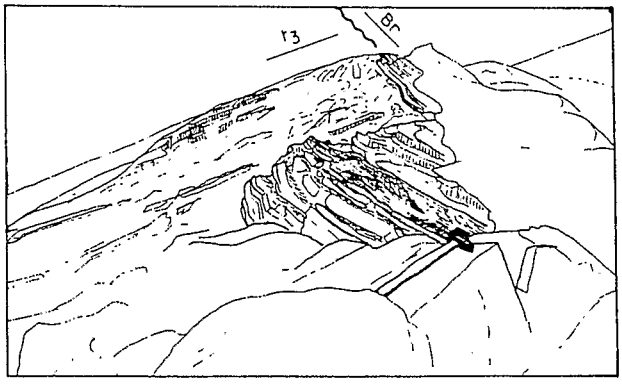
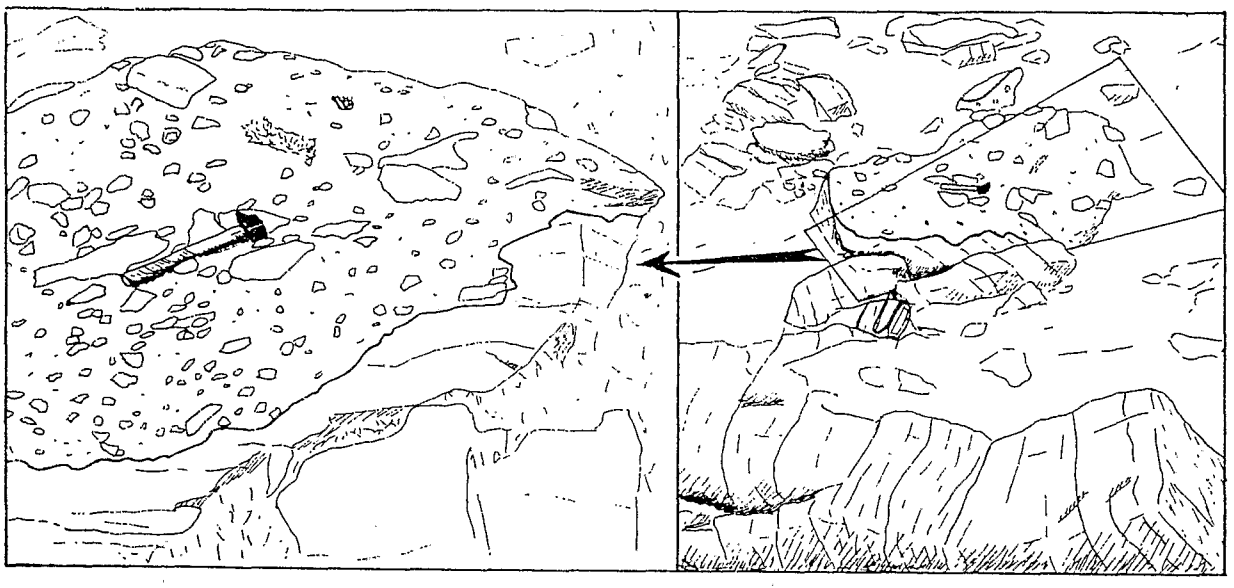


Fig. 18: Discordance entre les brèches dolomitiques (Br) et les Dolomies grises (t3), près du col des Archettes.

Fig. 19: Poche karstique remplie de brèche dolomitique. Abords du col de Bellecombe.



- Par ailleurs, en certains endroits (N de 2620 par exemple, fig. 15), ces brèches contiennent quelques niveaux de marbres gris à blancs gréseux et bréchiques évoquant le Jurassique, et de quartzites noirs schisteux évoquant les quartzites connus ailleurs en Vanoise, et attribués au Callovien (Jaillard, 1987).
- En rive droite du vallon descendant au Nord du point 2643 (fig. 15), des brèches noires gréseuses associées à des dolomies brunes contiennent de très nombreux chloritoides, indiquant donc un enrichissement en alumine. Or ces niveaux alumineux ne sont connus en Vanoise qu'à partir du Bathonien (Ellenberger, 1958; Goffé, 1982; Debelmas et al., 1989).
- Enfin certaines de ces brèches contiennent des éléments de quartzites blancs. La présence de tels éléments n'est connue dans les brèches de Vanoise qu'à partir du Callovo-Oxfordien.

Si une partie de ces brèches est d'âge Lias supérieur-Dogger inférieur, une autre partie est donc très probablement contemporaine de la transgression post-rifting de la fin du Jurassique moyen, comme c'est également le cas dans la région de Briançon (Faure et Mégard-Galli, 1988). On notera d'ailleurs que Deville (1987, p. 41) signale en Vanoise l'existence de dolomies du Jurassique moyen (?), et qui pourraient donc être contemporaines de cette formation.

Il n'a pas été possible de faire de subdivisions au sein de cet ensemble, autrement que par l'apparition des premiers niveaux de marbres sombres ou de quartzites noirs (fig. 21), qui indiquerait le début de la transgression post-rifting (ensemble carbonaté inférieur de Caron et Gay, 1977).
Cette formation n'a pas été reconnue dans le secteur de Saint-Nicolas, à moins qu'elle ne constitue la base du Jurassique dans le grand affleurement situé vers 2000 m (fig. 22).

5) La tectonique syn-rifting.

Celle-ci est particulièrement claire et marquée dans la partie ouest du secteur de Bellecombe où de grands panneaux triasiques sont séparés par des failles à rejets hectométriques scellées par les brèches discordantes (fig. 20).
Ces failles expliquent la disparition cartographique des quartzites scythiens de part et d'autre du torrent d'Ambin (fig. 13), et ont une grande part dans la structure actuelle du massif de Bellecombe. En effet, la reconstitution de la surface d'érosion post-rifting supposée horizontale (fig. 20), montre que certaines failles normales, déduites de la répartition des formations triasiques, ont été réutilisées lors de la déformation alpine compressive ("inversion tectonique"), comme le montre l'allure actuelle de cette discordance post-rifting (fig. 20).

De direction actuelle NE-SW (N 25 à N 70), les failles de la partie ouest portent des stries et cannelures possédant un pitch variant de 15° à 60° vers le SW (25 à 30° en moyenne, mais probablement 35 à 45° si l'on tient compte de l'actuel léger pendage vers le Nord du

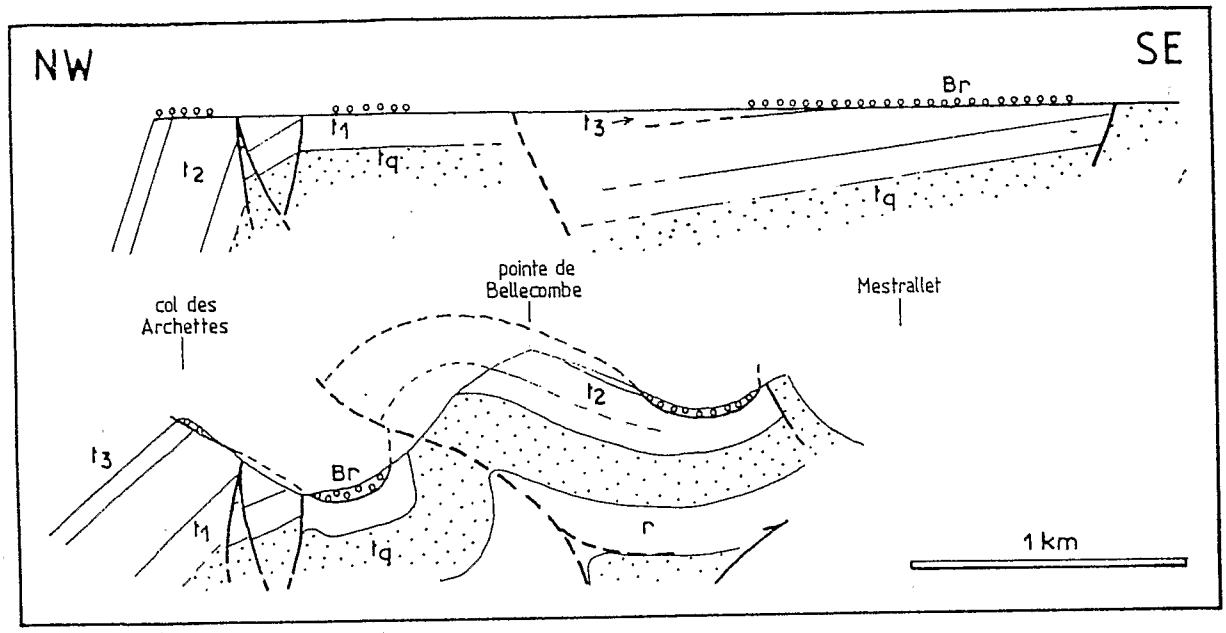


Fig. 20: Reconstitution schématique de la structure du massif de Bellecombe au moment du dépôt des brèches discordantes (en haut), et structure actuelle (en bas), interprétée comme une structure d'inversion tectonique. Mêmes abréviations que fig. 15.

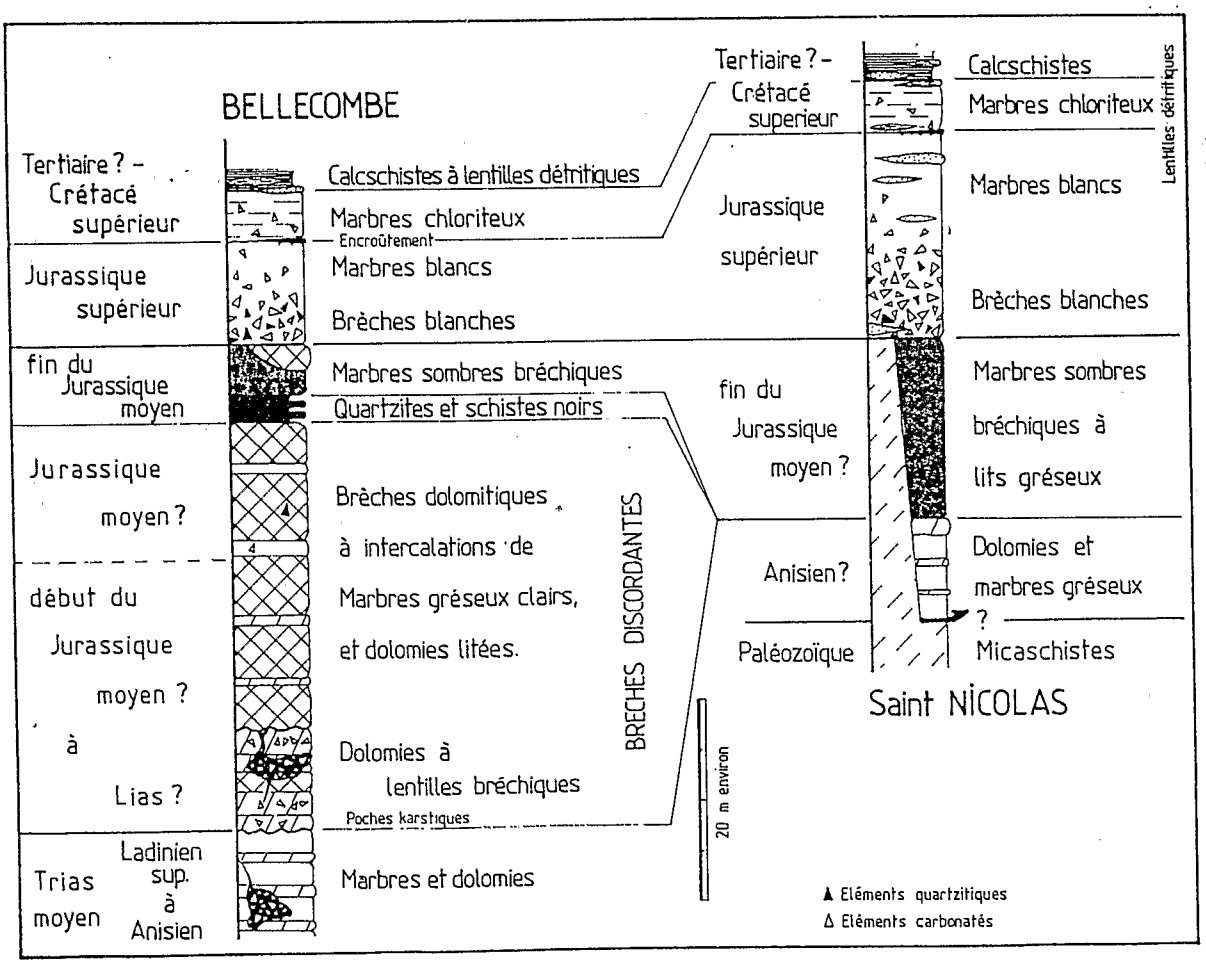


Fig. 21: Coupes synthétique des termes d'âge jurassique à tertiaire (?) dans le massif d'Ambin.

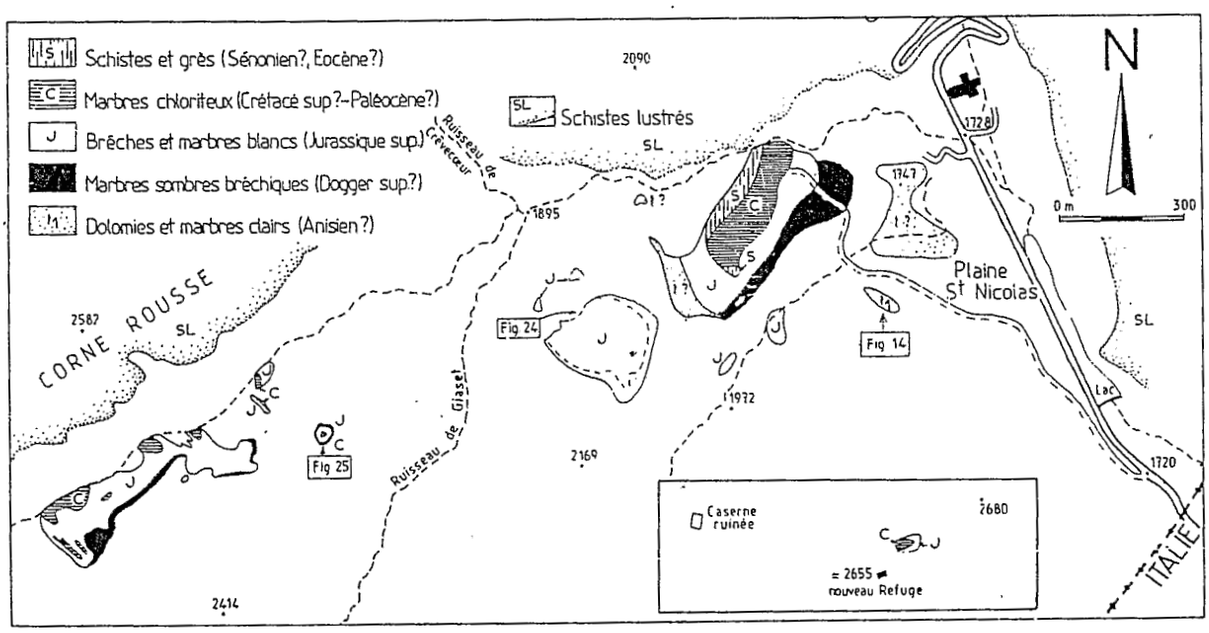


Fig. 22: Carte géologique des affleurements carbonatés du secteur de Saint Nicolas. En cartouche: affleurement de l'arête Est de la Pointe de Bard.

massif), et un jeu probablement dextre. Néanmoins, l'observation de superpositions de jeux plus anciens (senestres ?) et plus récents, ainsi que l'absence d'arguments de datation des différents jeux de ces failles rend toute interprétation délicate. Toutefois, on peut remarquer qu'une forte composante décrochante expliquerait la verticalisation et l'effondrement du compartiment le plus occidental.

Enfin, l'existence possible de failles normales importantes de direction ESE-WNW, isolant par exemple la partie aval de la combe de Bellecombe du reste du massif (fig. 13), peut également expliquer les différences de niveau atteint par l'érosion anté-brèche, dans ces deux zones.

6) Les brèches calcaires noires.

Comme on l'a vu, il s'agit dans le secteur de Bellecombe, d'un niveau mal défini, souvent intercalé dans la partie supérieure de l'ensemble confus des brèches discordantes. Des coupes détaillées ont été décrites par Gay (1970) et Caron et Gay (1977) sous le nom de "brèche noire" ou de "calcaires noirs à microbrèches".

Elles comprennent principalement des calcaires gréseux et phylliteux, souvent brèchiques ou microbrèchiques (éléments dolomitiques), mais aussi des brèches à ciment calcaire, des quartzites schisteux noirs, des dolomies brunes schisteuses, ... Ces faciès évoquent des dépôts de transgression, confinés et riches en apports terrigènes. Ils rappellent lithologiquement les dépôts transgressifs de Vanoise, comme ceux du Roc du Bourget, et un âge jurassi-

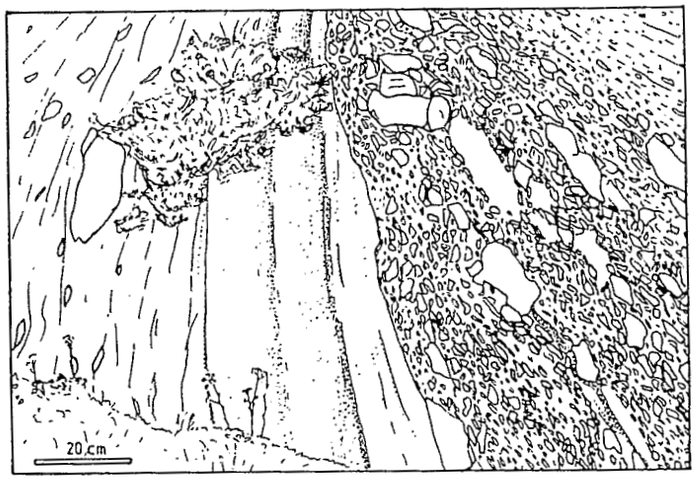


Fig. 23: Contact entre Marbres sombres brèchiques (à gauche) et Brèche claire (à droite). Affleurement inférieur de St Nicolas.

que moyen tardif (Callovien ?) peut leur être attribué (fig. 21).

Dans le secteur de Saint-Nicolas, il s'agit de marbres sombres à lits bréchiques ou microbréchiques, fréquemment phylliteux et gréseux, ces derniers niveaux pouvant se concentrer en véritables lits siliceux évoquant alors le faciès du Lias de la Grande Motte avec lequel il avait été assimilé jusqu'ici (fig. 23). Dans l'affleurement principal, il contient un olistolite de dolomie (Caron et Gay, 1977), à moins qu'il ne s'agisse d'une écaille tectonique comme le pensent Siddans et Ouazzani (1984).
En raison de la présence de rares éléments quartzitiques, nous admettrons également un âge Dogger tardif pour ces niveaux (Landès, 1988).

7) Les brèches et marbres blancs.

Décrits en détail par Gay (1970), et Caron et Gay (1977), ils constituent une série puissante de deux à plusieurs dizaines de mètres. En général, les brèches, polygéniques (dolomies, calcaires gris, quartzites, ...), sont plus grossières et plus fréquentes à la base (fig. 21 et 23). Le ciment est fait de marbre clair assez pur mais souvent gréseux, surtout à la base. Des couleurs rouges à violettes dûes à l'hématite ont été signalées mais restent assez rares. Vers le haut, la brèche se dilue progressivement, et la partie supérieure est constituée d'un marbre clair à rares galets jaunis.

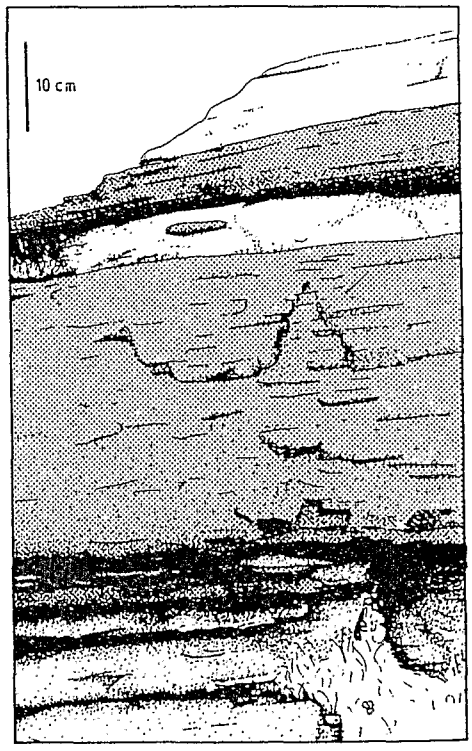


Fig. 24: Lentilles de quartzites blancs "reconstitués" dans les marbres clairs jurassiques. Affleurement vers 2000 m, secteur de St Nicolas.

Fig. 25: Exemple de série mésozoïque dans le secteur de Saint Nicolas.

Dans certaines coupes du secteur de Saint-Nicolas, des lentilles ou lits de détritisme quartzitique prenant l'apparence de quartzites blancs écailleux "reconstitués" (Lemoine, 1967; Allenbach et Caron, 1986) sont interstratifiés dans les marbres blancs (fig. 24). De même, quand les marbres reposent directement sur le Paléozoïque, ils présentent souvent à leur base des lentilles micaschisteuses (affleurement de la pointe de Bard, fig. 22).

En l'absence de données paléontologiques, ces brèches et marbres sont attribués au Jurassique supérieur (Goguel et Ellenberger, 1952; Gay, 1970; Caron et Gay, 1977; Landès, 1988). En effet, malgré l'absence des niveaux de condensation hématitiques, la séquence brèche - marbre est très comparable à celle décrite à l'aiguille des Aimes, et d'âge oxfordien à Jurassique terminal (?).

8) Les marbres chloriteux.

Il s'agit d'un ensemble (2 à 10 m) de marbres blonds lités plus ou moins riches en micas blancs, chlorite et quartz (Caron et Gay, 1977). Ils reposent sur les marbres clairs soit directement par l'intermédiaire d'une surface ravinante, soit par l'intermédiaire d'encroûtements métallifères décimétriques et malheureusement azoïques (fig. 26).
On y rencontre fréquemment des petits galets carbonatés plus ou moins brunis (fig. 26), ainsi que, vers leur sommet, des lentilles détritiques, quartzitiques, schisteuses, gréseuses, ou micaschisteuses carbonatées très comparables aux faciès "reconstitués" des secteurs internes du Briançonnais (Lemoine, 1967; Jaillard, 1987).

Ces faciès détritiques correspondent probablement au moins en partie à "l'ensemble schisto-gréseux terminal" de Caron et Gay (1977) qu'ils attribuent soit à l'Eocène, soit au Crétacé supérieur. Cette dernière hypothèse nous parait plus probable, par comparaison avec les coupes du Crétacé supérieur (et Paléocène ?) connues en Vanoise interne (zone du Chevril, Jaillard, 1987, 1988). En effet, les "Schistes de Pralognan" de Vanoise occidentale rapportés à l'Eocène moyen (Ellenberger, 1958), présentent des faciès comparativement plus carbonatés et moins détritiques.

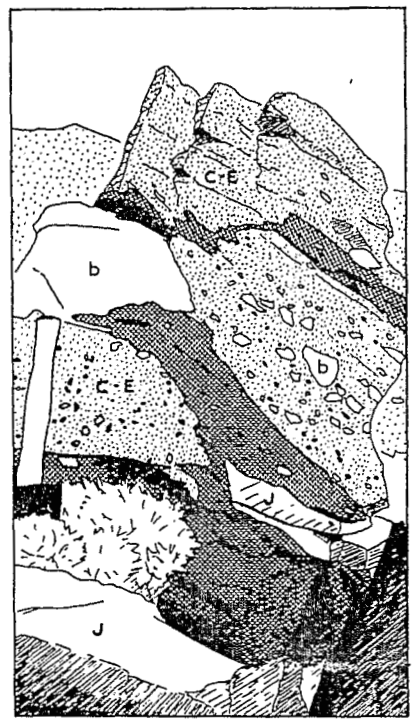


Fig. 26: Encroûtement (en gris) séparant les marbres clairs du Jurassique supérieur probable (J) et les marbres chloriteux (C-E), bréchiques à la base (b). Affleurement (plissé) au Nord du col de Bellecombe.

9) Conclusions sur la couverture du Nord du massif d'Ambin.

Les deux secteurs étudiés, quoique proches géographiquement, présentent des caractéristiques bien différentes.

Dans les coupes du secteur de Bellecombe, la présence de Trias carbonaté, de discordances accusées, et de rares intercalations détritiques dans les marbres chloriteux rappellent les séries de l'aiguille des Aimes et du Roc du Bourget.

Dans le secteur de Saint Nicolas, la quasi absence de Trias carbonaté, une plus forte épaisseur des dépôts jurassiques, et la plus grande abondance des lentilles détritiques à "faciès reconstitués" dans les marbres chloriteux et même dans les marbres clairs, apparentent ces dépôts à la zone du Chevril (Jaillard, 1987, 1988).

Enfin, dans le Sud et le Sud-Ouest du massif, Caron et Gay (1977) et Allenbach et Caron (1986) décrivent des séries où le détritisme siliceux et micacé peut envahir la plus grande partie de la série jurassico-crétacée (couverture autochtone), où les blocs et olistolites sont très nombreux (séries parautochtones à brèches et mégabrèches), au point de rendre toute attribution stratigraphique impossible. Ces caractères sont très comparables à ceux que présentent en Vanoise, les séries des régions de Val d'Isère (Niemeyer, 1979; Deville, 1987), du Chevril et du Clou (Marion, 1984; Jaillard, 1988).

La couverture autochtone ou parautochtone du massif d'Ambin illustre donc le passage latéral entre la bordure interne du Briançonnais externe à laquelle appartient le massif de Bellecombe (Trias moyen préservé et détritisme discret au Crétacé supérieur-Paléogène ?), et le Briançonnais interne représenté par le secteur de Saint-Nicolas et les séries méridionales (sans Trias carbonaté, et riches en resédimentations au Crétacé supérieur-Paléogène ?).

CONCLUSIONS.

La révision et la comparaison des coupes de Vanoise interne permet de préciser à la fois l'histoire tectonique de la marge au Mésozoïque, et sa paléogéographie.

1) Evolution tectono-sédimentaire du domaine briançonnais de Vanoise au mésozoïque.
Le Trias moyen des séries internes de Vanoise ne diffère pas de celui des séries briançonnaises externes (Vanoise occidentale par exemple). En revanche, dans le massif d'Ambin, les faciès de transgression attribuables à l'Anisien, de plus en plus minces et proximaux vers l'Est (ou le SE ?), traduisent une situation de seuil ou de bordure du bassin.

Le Trias moyen est surmonté, dans de nombreuses coupes de Vanoise interne ou externe, par une formation bien individualisée attribuable au Carnien inférieur, concordante sur le Ladinien, déposée en milieu marin très peu profond à subaérien, et traduisant une instabilité tectonique en distension.
La présence probable d'évaporites sus-jacentes explique que cette série Trias moyen-Carnien inférieur soit souvent déconnectée des dépôts du Trias supérieur, à la suite des décollements alpins.

Le Trias supérieur (Norien) est localement connu à la base de séries décollées au niveau des gypses carniens. Riches en brèches intraformationnelles et en microfailles synsédimentaires, ces dépôts traduisent également une sensible instabilité tectonique contemporaine.

Jusqu'à maintenant méconnus et/ou sous-estimés, les dépôts syn-rifting sont représentés en Vanoise par des brèches dolomitiques dont l'épaisseur peut dépasser cent mètres. Ils reposent en discordance sur le Trias carbonaté (voire siliceux) souvent profondément érodé. Il s'agit donc d'une véritable formation sédimentaire, syn-tectonique, déposée dans des environnements variables, souvent aériens, mais aussi subaquatiques, marins ou lacustres. Son âge est inconnu et probablement variable selon les endroits. Néanmoins, l'intercalation locale de dépôts caractéristiques de la transgression de la fin du Jurassique moyen laisse supposer qu'une partie au moins de ces dépôts est contemporaine de la transgression post-rifting.

Dans les séries considérées, la transgression post-rifting est relativement tardive, et on n'y retrouve donc pas les dépôts transgressifs d'âge bathonien de Vanoise occidentale (Ellenberger, 1958; Jaillard, 1985b). En revanche, on peut y déchiffrer la succession d'événements suivants:
a. dépôts locaux de calcaires parfois bréchiques et gréseux, de plate-forme carbonatée peu profonde (au callovien ?);
b. discontinuité sédimentaire probable (condensation) au Callovien supérieur;
c. dépôt quasi-général de brèches polygéniques, localement puissantes, au Callovien terminal-Oxfordien;
d. succédant immédiatement au dépôt de ces brèches, un niveau hématitique traduit une nouvelle discontinuité sédimentaire majeure d'âge oxfordien supérieur à kimmeridgien;
e. dépôt calme de calcaires purs, probablement pélagique, et d'âge kimmeridgien (supérieur ?) à néocomien (?).
Dans de nombreuses coupes, les événements b, c, et d sont représentés par un même niveau bréchique condensé (ciment rare) reposant directement sur le Trias ou sur les brèches continentales, et marquant le brusque approfondissement du domaine briançonnais de Vanoise (événement "callovo-oxfordien" de Bourbon, 1980; Lemoine et al., 1986).

La période Crétacé supérieur - Paléogène comprend trois épisodes de sédimentation distincts, séparés par des lacunes sous-marines accompagnées d'érosions. Sur cette partie du domaine, on observe la succession suivante d'événements:
a. dépôt probable, au Sénonien inférieur, de boues carbonatées pélagiques (marbres chloriteux inférieurs);
b. lacune sédimentaire probablement sous-marine accompagnée de l'érosion de la plus grande partie des dépôts antérieurs;
c. vers la limite Crétacé-Tertiaire, au-dessus d'un hard-ground daté du Maastrichtien supérieur, dépôt au moins local de formations détritiques à blocs (et de sédiments volcano-détritiques ailleurs), traduisant un événement tectonique important;
d. nouvelle lacune sédimentaire associée à des jeux de failles et d'érosions (comme on l'a vu à l'aiguille des Aimes);
e. sédimentation au Paléocène supérieur et/ou à l'Eocène inférieur, d'une nouvelle série de boues carbonatées pélagiques, souvent un peu gréseuses, et traduisant un relatif calme tectonique.

L'existence de trois épisodes de sédimentation distincts, datés respectivement du Turonien moyen-Santonien supérieur; du Maastrichtien supérieur; et du Paléocène moyen-Eocène inférieur, et séparés par des lacunes, a déjà été démontrée dans les Préalpes suisses (Guillaume, 1986). Il est donc probable que la Vanoise ait enregistré la même histoire sédimentaire, dans laquelle les événements tectoniques seraient cependant plus marqués.

Localement, la sédimentation est périodiquement perturbée par des coulées détritiques issues de zones où le socle siliceux anté-triasique était à l'érosion ("faciès reconstitués" non datés d'Ambin), et qui se développent dans la zone voisine du Chevril.

La présence des schistes noirs présumés éocènes, quoique possible, n'est pas prouvée dans les coupes étudiées. Mais Deville (1987) signale des schistes noirs à blocs au sommet de certaines coupes de Vanoise interne.

2) Interprétation paléogéographique.

Les séries des Aimes, du Bourget, ou de Bellecombe sont caractérisées par un Trias carbonaté bien conservé, par une transgression post-rifting tardive, par des brèches jurassiques, et par l'apparition, encore locale et/ou temporaire de détritisme au Crétacé supérieur - Paléocène.
Elles diffèrent donc des séries briançonnaises plus externes qui présentent une transgression jurassique plus précoce, des discordances post-rifting modérées, et où le détritisme est absent au Jurassique et Crétacé-Paléocène. Considérées donc comme plus internes, elles avaient été rattachées à la zone de "Val d'Isère-Ambin" (Ellenberger, 1958; Niemeyer, 1979; Marion, 1984; Broudoux, 1985; Deville, 1987).

Néanmoins, elles diffèrent également des séries de la région de Val d'Isère et du Chevril, qui sont caractérisées par l'absence quasi-générale du Trias carbonaté, par la puissance des brèches jurassiques (Santel), et par l'importance et la généralisation des resédimentations au Crétacé supérieur (Jaillard, 1987, 1988).

Les séries décrites ici apparaissent donc comme issues d'un domaine intermédiaire entre les zones externes et internes du Briançonnais de Vanoise. Cette position charnière serait responsable de l'importance des basculements, dont les directions actuelles suggèrent une orientation NE-SW pour cette zone.
Par ailleurs, l'abondance des remaniemants et la réduction de la sédimentation jurassico-crétacée observée dans les séries du type aiguille des Aimes est cohérente avec l'existence d'une pente séparant les zones externes surélevées, stables et dépourvues de détritisme, des zones internes, déprimées, probablement plus mobiles, et recevant de notables apports détritiques (fig. 27).

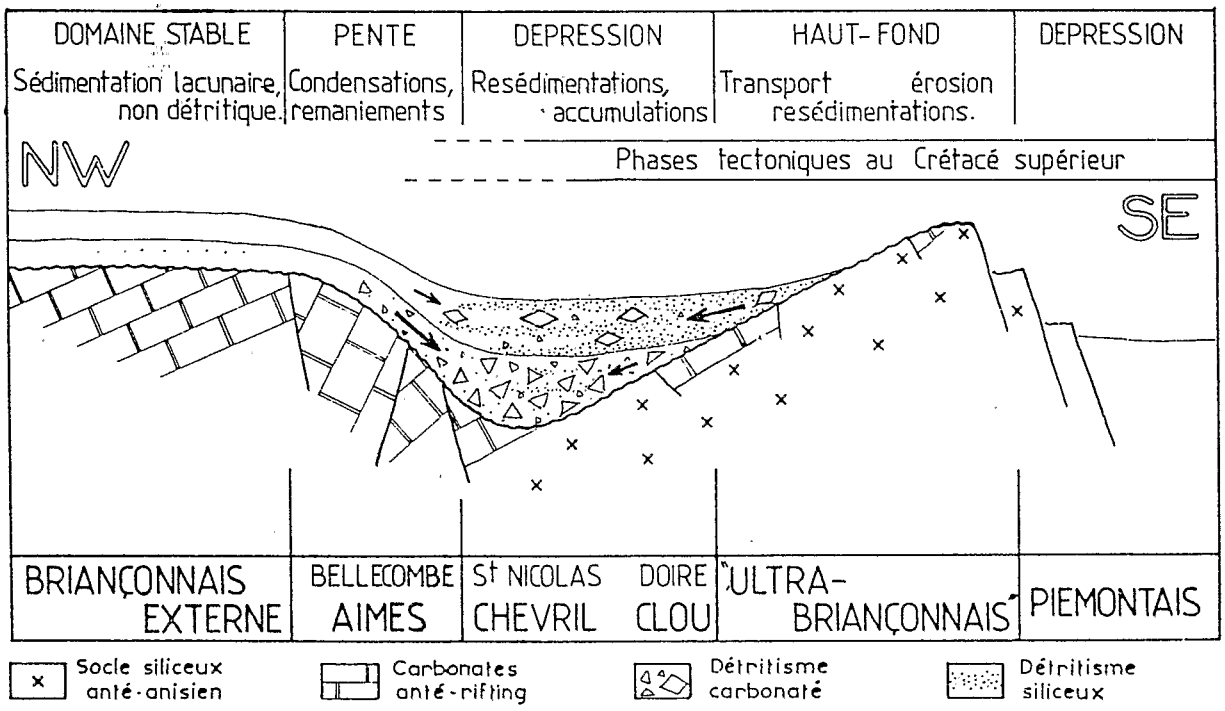


Fig. 27: Reconstitution schématique des relations paléogéographiques entre Briançonnais externe et Briançonnais interne en Vanoise.

Dans cette interprétation, le détritisme siliceux, ne peut provenir du Briançonnais externe qui reçoit alors une sédimentation carbonatée tranquille. Il faut donc envisager l'existence d'une zone plus interne à matériel cristallin, ayant constitué la zone d'alimentation du détritisme enregistré par le Briançonnais interne à partir du Jurassique supérieur, mais surtout du Crétacé supérieur. Cette vaste zone "ultra-briançonnaise", actuellement très mal connue pourrait être représentée par certains massifs cristallins internes européens (Mont Pourri p.p.?; Ruitor p.p.?), qui devaient séparer le Briançonnais interne du domaine piémontais s.l.. L'érosion à laquelle cette zone est soumise surtout à partir du Crétacé supérieur montre qu'elle a déjà enregistré les effets des phases précoces de l'orogène alpin (fig. 27).

Le massif d'Ambin représenterait alors non pas la transition entre les domaines briançonnais et piémontais, mais plutôt le passage entre la frange interne du briançonnais externe et un "ultra-briançonnais" essentiellement cristallin.

Remerciements: Ce travail a été mené dans le cadre de l'Istitut Dolomieu, à l'occasion du levé des cartes géologiques au 1/50.000° de Vanoise. Mes remerciements vont à M. Caron pour l'examen des lames minces fossilifères. Il doit aussi beaucoup aux sorties sur le terrain et aux discussions menées avec J. Debelmas, E. Deville, H. Dondey, C. Kerckhove, B. Landès et G. Mascle.

BIBLIOGRAPHIE

ALLENBACH B. (1982): Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation.- Thèse 3° cycle Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 149 p..

ALLENBACH B. & CARON J.M. (1986): Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales).- Eclogae geol. Helv., 79/1, 75-116.

BALLEVRE M. (1988): Collision continentale et chemins P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales).- Thèse univ. Rennes, Mem. Doc. C.A.E.S.S., n° 19, 332 p.

BAUD A. (1987): Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint Tryphon (Trias, Préalpes, Suisse et France).- Mem. Géologie Lausanne, 1987-n° 1, 322 p.

BAUD A. & MEGARD-GALLI J. (1975): Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase préocéanique: cycles et séquences du Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes.- IX° Cong. Intern. Sédim., Nice 1975, thème 5, 45-50.

BAUD A., MASSON, H. & SEPTFONTAINE M. (1979): Karsts et paléotectonique jurassique du domaine briançonnais des Préalpes.- in Symp. "La sédimentation jurassique ouest-européenne", Paris 1977, A.S.F. sp. pub. n° 1, 1979, 441-452.

BAUD A. & SEPTFONTAINE M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale.- Eclog. geol. Helv., 73/2, 651-660.

BOCQUET-DESMONS J. (1977): Mineralogical and petrological investigations of Alpine metamorphism in the internal French Western Alps.- Am. Journ. Sc., 277, 1045-1066.

BOURBON M. (1980): Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique: la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène supérieur.- Thèse Sci. Univ. Strasbourg, 580 p.

BOURBON M.,CARON J.M., De GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. (1976): Mesozoic evolution of the Western Alps: Birth and developments of part of the spreading oceanic Tethys and its european continental margin. in Symp.: B. BIJU-DUVAL et L. MONTADERT eds.: Structural history of the Mediterranean basins. Split 1976, Technip editions, Paris, 1977.

BROUDOUX B. (1985): Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie).- Thèse 3e cycle Univ. Lille, 222 p.

BROUDOUX B. & RAOULT J.F. (sous presse): Précisions sur les coupes de l'aiguille des Aimes et de la cascade du Manchet, exemples de la série Val d'Isère-Ambin (zone briançonnaise, Vanoise, Alpes de Savoie).- Trav. Sci. Parc Nat. Vanoise, sous presse.

CARON J.M. & GAY M. (1977): La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais.- Eclogae geol. Helv., 70/3, 643-665.

CARON C., HOMEWOOD P. & WILDI, W. (1989): The original Swiss Flysch: a reappraisal of the type deposits in the Swiss Alps.- Earth-Science reviews, 26, 1-45.

DEBELMAS J., DESMONS J., ELLENBERGER F., GOFFE B., FABRE J., GOFFE B., JAILLARD E., PACHOUD A. (1989): Notice explicative et carte géol. France 1/50.000, feuille Modane (775).- B.R.G.M. ed., Orléans, 53 p.

DE ROO J.A. & LISTER G.S. (1987): Deformation of a thrust complex in the Col de la Vanoise, Vanoise massif, French Alps.- Geol. soc. Am. Bull., 98, 388-399.

DETRAZ G. (1984): Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie).- Thèse 3e cycle Univ. Grenoble, 161 p.

DEVILLE E. (1986a): Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (Massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques.- Géol. Alpine, 62, 51-61.

DEVILLE E. (1986b): La klippe de la pointe du Grand Vallon (Vanoise, Alpes occidentales): un lambeau de métasédiments à foraminifères du Maastrichtien supérieur couronnant les nappes de "Schistes lustrés".- C. R. Acad. Sc. Paris, 303, (II), 1221-1226.

DEVILLE E. (1987): Etudes géologiques en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie).- Thèse Univ. Savoie, Chambéry, 295 p.

DONDEY H. (1986): Etude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie).- Thèse Univ. Grenoble, 235 p.

DUMONT T. (1984): Le Rhétien et le Lias inférieur prépiémontais: enregistrement sédimentaire du passage des carbonates de plate-forme triasiques au Jurassique hémipélagique lors du début du rifting téthysien.- Géol. Alpine, 60, 13-25.

ELLENBERGER F. (1958): Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie).- Mem. expl. carte géol. France, 1958, 561 p.

ELLENBERGER F. & RAOULT J.F. (1979): Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (Massif de la Vanoise, Savoie).- Trav. Sci. Parc Nat. Vanoise, 10, 37-69.

FAURE J.L & MEGARD-GALLI J. (1988): L'evolution jurassique en Briançonnais: sédimentation continentale et fracturation distensive.- Bull. soc. géol. Fr., (8), 4/4, 597-600.

FUDRAL S. et al. (sous presse): Notice explicative et carte géol. France 1/50.000e, feuille Lanslebourg.- B.R.G.M. ed., Orléans, sous presse.

FÜRRER U. (1979): Stratigraphie des Doggers des Östlichen Préalpes médianes.- Eclogae geol. Helv., 72/3, 623-673.

GAY M. (1970): Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine.- Bull. Bur. Rech. Geol. Min., (2), I, 3, 5-81.

GOFFE B. (1982): Définition du faciès à Fe - Mg Carpholite - Chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP - BT dans les métasédiments alumineux.- Mem. Sci. Terre Univ. P. et M. Curie, Paris, 82-04, 2 vol., 232 p.

GOGUEL J. (1955): Précisions nouvelles sur les écailles de la couverture du Massif d'Ambin.- Bull. soc. géol. Fr., (6), 5, 1/3, 65-76.

GOGUEL J. & LAFFITTE P. (1952): Observations préliminaires sur le massif d'Ambin.- Bull. soc. géol. Fr., (6), 2, 7/9, p. 575-595.

GOGUEL J. & ELLENBERGER F. (1952): La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin.- C. R. somm. séances Soc. géol. France, 1952, 262-264.

GOGUEL J. & GAY M. (1962): Interprétations des témoins internes de la couverture du massif d'Ambin.- C. R. somm. séances Soc. géol. France, 1962, 123.

GRACIANSKY P.C. de & MERCIER J. (1976): Séquences sédimentaires dans le "Dogger" briançonnais et ouverture téthysienne.- C. R. Acad. Sc. Paris, (D), 283, 475-478.

GUILLAUME M. (1986): Révision stratigraphique des Couches Rouges de la Nappe des Préalpes médianes romandes.- Thèse univ. Fribourg, n° 910, 154 p.

HOMEWOOD P. & CARON C. (1982): Flysch of the Western Alps.- in: Mountain building processes, K. HSÜ ed., Academic press, London, 263 p.

JAILLARD E. (1985a): Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises).- Géol. Alpine, 61, 85-113.

JAILLARD E. (1985b): La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques.- C. R. Acad. Sc. Paris, 301, (II), 633-636.

JAILLARD E. (1987): Nature, répartition et signification du détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise.- Géol. Alpine, Mem. h.s. n° 13, 143-155.

JAILLARD E. (1988): Une image paléogéographique de la Vanoise briançonnaise.- Eclogae geol. Helv., 81/3, 553-566.

JAILLARD E., DONDEY H. & DEBELMAS J. (1986): Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales). Nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande Motte.- C. R. Acad. Sci. Paris, (II), 302, 1091-1094.

KERCKHOVE C., BOURBON M. & CHENET P.Y. (1984): Alpes, zones internes duranciennes.- Livret-guide excurs. Groupe français du Crétacé, Juillet 1984, 92 p., 38 fig.

LANDES B. (1988): Les unités briançonnaises de la bordure interne du massif de Vanoise méridionale (Savoie).- Thèse Univ. Grenoble, 200 p.

LECANU J.P., VILLEY M. & RIOULT M. (1978): La série jurassique des Alpes ligures occidentales (Unités briançonnaises ligures de Montgioie-Salina et Upega-Nava).- Géol. Alpine, 54, 113-124.

LEMOINE M. (1967): Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales.- Geol. Rundschau, 56, 320-335.

LEMOINE M. (1984): La marge européenne de l'océan téthysien dans les Alpes occidentales. In: BOILLOT G. coord., Marges continentales actuelles et fossiles autour de la France.- Masson, Paris, 155-248.

LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., RUTKIEWICZ J.L., MEGARD-GALLI J. & TRICART P. (1986): The continental margin of the mesozoic Tethys in the Western Alps.- Marine and Petroleum Geology, 3, 179-199.

LEMOINE M. & TRÜMPY R. (1987): Preoceanic rifting in the Alps.- Tectonophysics, 133, 305-320.

LEMOINE M. & de GRACIANSKY P.C. (1988): Histoire d'une marge continentale passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque.- Bull. soc. géol. Fr., (8), 4/4, 597-600.

MARION R. (1984): Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales). Le massif de la Grande Sassière et la région de Tignes - Val d'Isère.- Thèse 3° cycle Univ. Savoie, Chambéry, 172 p.

MARTHALER M. (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse).- Eclogae geol. Helv., 77/2, 395-448.

MASSON H., BAUD A., ESCHER A., GABUS J. & MARTHALER M. (1980): Compte rendu de l'excursion de la société géologique Suisse du 1 au 3 Octobre 1979: Coupe Préalpes - Helvétique - Pennique en Suisse occidentale.- Eclogae geol. Helv., 73/1, 331-349.

MEGARD-GALLI J. (1972): Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil: conséquences tectoniques et paléogéographiques.- Géol. alpine, 48/1, 131-142.

MEGARD-GALLI J. & BAUD A. (1977): Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques.- Bull. Bur. Rech. Geol. Min., (2), IV, 3, 233-250.

MEGARD-GALLI J. & FAURE J.L. (1988): Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone briançonnaise.- Bull. soc. géol. Fr., (8), 4/4, 705-716.

MONIE P. (1985): La méthode Ar 39 - Ar 40 appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont Rose (Alpes occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 Ma.- Eclogae geol. Helv., 78, 487-516.

NIEMEYER H. (1979): Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand Paradis, région de Val d'Isère.- Thèse 3° cycle Univ. P. et M. Curie. Paris, 175 p.

PLATT J.J. & LISTER G.S. (1985): Structural history of H-P metamorphic rocks in the Southern Vanoise massif, French Alps, and their relations to alpine tectonic events.- J. Struct. Geol., 7, 19-35.

RAGUIN E. (1930): Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie).- Mem. expl. carte géol. France, 1930, 107 p.

SEPTFONTAINE M. (1983): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique.- Birkhaüser editions, 1984, Basel, Boston, Stuttgart.

SIDDANS A. & OUAZZANI M. (1984): Deformation of the Mesozoic and Tertiary rocks of Gran Scala, Ambin massif, Western Alps.- Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 37/1, 65-75.

WINKLER W., WILDI W., Van STUIVENBERG J. & CARON C. (1985): Wägital Flysch et autres flyschs penniques en Suisse centrale: Stratigraphie, sédimentologie et comparaisons.- Eclogae geol. Helv., 78/1, 1-22.