

## EVOLUTIONS SEDIMENTAIRE ET PALEOTECTONIQUE DE LA ZONE BRIANCONNAISE DE VANOISE OCCIDENTALE (ALPES OCCIDENTALES FRANCAISES)

Par Etienne JAILLARD\*

**RESUME.** - Ce travail porte sur les unités briançonnaises de Vanoise occidentale. On y retrace l'évolution sédimentaire et, à l'aide de celle-ci et de données cartographiques, on tente de reconstituer l'histoire paléotectonique du domaine. L'histoire sédimentaire et paléotectonique de la Vanoise occidentale peut se résumer ainsi : Au Trias moyen, une plate-forme carbonatée stable et subsidente voit se déposer 500 à 600 mètres de calcaires et dolomies. Cette formation est surmontée par des brèches attribuées hypothétiquement au Carnien inférieur ou, plutôt, au Lias, qui cachètent localement une importante tectonique distensive. La phase tectonique distensive du Lias moyen provoque l'émersion du domaine et l'érosion d'une grande partie des sédiments antérieurs. La sédimentation reprend vers la limite Bajocien-Bathonien et dépose des sédiments continentaux (carbonates puis bauxites ou grès et pélites), puis marins, d'abord de plate-forme interne (calcaires lités noirs, Bathonien moyen et supérieur), puis de plate-forme plus profonde (calcaires à éléments figurés, Bathonien terminal ? à Callovien), enfin possiblement pélagiques (calcaires homogènes, Jurassique supérieur). Au cours de cette période, une partie du domaine subit une surrection scellée par les calcaires calloviens. Une longue lacune sous-marine (Jurassique terminal ? à Crétacé moyen ?) précède le dépôt de calcaires argileux pélagiques sénoniens. Une deuxième lacune (Crétacé terminal ? à Paléocène supérieur) est suivie du dépôt de nouveaux calcaires argileux qui scellent un remaniement paléogéographique local et passent progressivement aux calcschistes détritiques de Pralognan (Lutétien ?). L'histoire tectono-sédimentaire du domaine est ensuite rapidement replacée dans le contexte de la marge téthysienne.

**ABSTRACT.** - This paper condenses the results of a geological study of the Briançonnais units of Western Vanoise. The sedimentary evolution bears evidence of a rich paleotectonic history. The sedimentary and paleotectonic history of Western Vanoise can be summarized as follows : In middle Triassic time, limestones and dolomites, 500 to 600 m thick, are laid down on a stable, subsiding carbonate platform. These rocks are overlain by breccias hypothetically ascribed to the lower Carnian or, more probably, to the Liassic, and concealing local distensive tectonic manifestations. The distensive liassic tectonic crisis brought about the emersion of the domain, most of the earlier sediments thus being exposed to erosion. Sedimentation started again, around the Bajocian-Bathonian limit, with deposition of continental sediments (first carbonates, then either bauxites, or sandstones with shales). Then, black bedded limestones of middle to upper Bathonian age indicate internal shallow platform conditions, and are overlain by light massive bioclastic limestones of uppermost Bathonian (?) to upper Callovian age, in wich gastropods facies, oncolithic facies, and echinoderm facies reflect a deeper platform sedimentation on a uneven topography.

\* Institut Dolomieu et Laboratoire de Géologie Alpine associé au CNRS. Rue Maurice Gignoux. 38031 GRENOBLE Cedex.

During this period, part of the domain undergoes an uplift movement concealed by callovian limestones. Then, after a probable sedimentary discontinuity, light-coloured homogeneous limestones are deposited, probably under pelagic conditions. A long gap (lower Cretaceous) is followed by pelagic argillaceous limestones of upper Cretaceous age. A second gap (Uppermost Cretaceous (?) to upper Paleocene) is followed by a second serie of pelagic marls, themselves overlying local paleogeographical reshaping, and progressively grading into detrital calcareous shales (probably Lutetian).

#### I - PRESENTATION (fig. 1)

Le secteur étudié appartient à la partie occidentale du massif de la Vanoise et est grossièrement compris dans un triangle délimité par le col de Chavière au Sud, la Croix de Verdon (domaine de Courchevel) au NE et Pralognan au NW. Cette région s'étage de 1400 mètres (Pralognan) à 3000 mètres (Aiguille du Fruit, Roc de la Pêche) et appartient au bassin versant de l'Isère par l'intermédiaire du Doron de Bozel. D'architecture complexe, elle est limitée à l'Est par la vallée de Chavière qui descend au NNE et à l'Ouest par les vallées de Gébroulaz, du Fruit et du Doron de Méribel.

F. ELLENBERGER (1958), à qui l'on doit une monumentale étude de la Vanoise toute entière, a distingué dans cette région quatre grands ensembles dont il a établi la stratigraphie :

- la zone houillère dont le matériel, paléozoïque, est caractérisé par un épais Houiller productif et par la présence des "gneiss" du Sapey (voir G. DETRAZ, 1984) ;

- la zone Vanoise-Ambin, constituée de socles polymétamorphiques (J. BOCQUET, 1974) ;

- la couverture de Vanoise occidentale, décollée à la base du Trias, qui présente les caractéristiques des séries de la zone Briançonnaise et repose actuellement sur les deux ensembles précités ;

- la "nappe des Gypses", amas d'évaporites et de cargneules d'origine probablement diversifiée et de position tectonique mal définie.

Le présent travail, tiré d'une thèse de 3ème cycle basée sur la cartographie de cette région (E. JAILLARD, 1984), ne traite que des termes carbonatés (mésozoïques et cénozoïques) de la couverture Briançonnaise métamorphique dite de Vanoise occidentale (fig. 2 et 3). On y insistera particulièrement sur certaines attributions stratigraphiques rendues difficiles par la recristallisation liée au métamorphisme, mais qui sont importantes quant aux interprétations paléotectoniques et paléogéographiques.

Les périodes caractéristiques de l'évolution sédimentaire de la Vanoise occidentale qui nous serviront de guide, sont les suivantes :

- Trias moyen : plate-forme carbonatée subsidente ;

- Carnien (?) ou plutôt Lias (?) : crise tectonique distensive ;

- Lias moyen : émergence et érosion dues à une tectonique distensive généralisée ;

- Jurassique moyen et supérieur : transgression ;

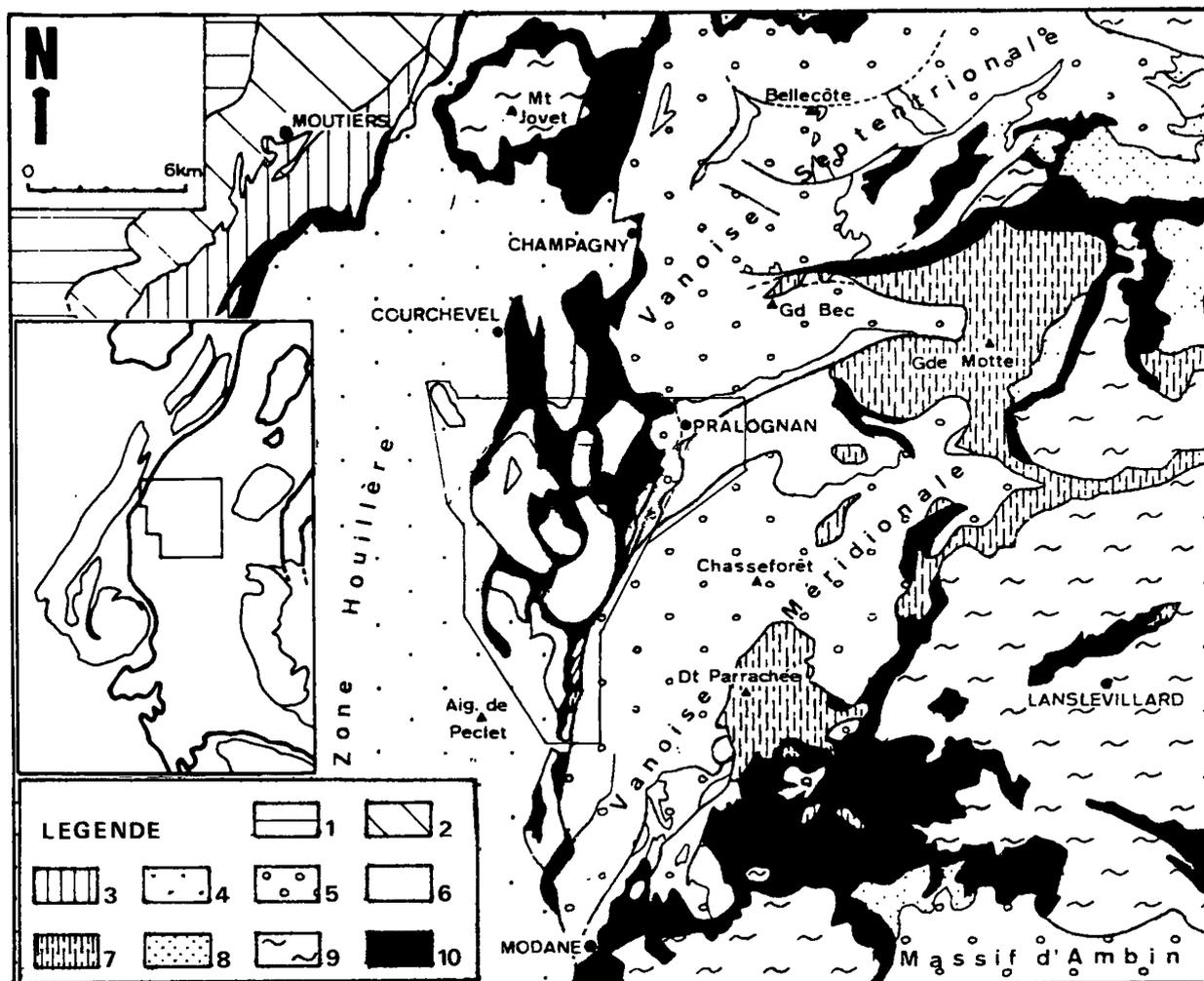
- Crétacé à Eocène : sédimentation pélagique lacunaire, détritique à la fin.

---

Fig. 1 : Carte structurale de Vanoise occidentale. Structural map of Western Vanoise.

1 : zone externe ; 2 : zone valaisanne ; 3 : zone subBriançonnaise ; 4 : zone houillère ; 5 : zone Vanoise-Ambin ; 6 : couverture Briançonnaise de Vanoise occidentale ; 7 : nappe de la Grande-Motte ; 8 : couverture Briançonnaise interne ; 9 : couverture piémontaise ; 10 : gypses et cargneules.

1 : external zone ; 2 : Valaisan zone ; 3 : SubBriançonnais zone ; 4 : Houiller zone ; 5 : Vanoise-Ambin zone ; 6 : Briançonnais cover of Western Vanoise ; 7 : Grande-Motte nappe ; 8 : internal Briançonnais cover ; 9 : Piemontais cover ; 10 : gypsum and cargneules.



## II - LE TRIAS MOYEN

F. ELLENBERGER (1958 et 1963) avait étudié minutieusement le Trias briannonnais de Vanoise et y avait distingué l'Anisien ("Virglorien" et le Ladinien. Depuis, des études sédimentologiques fines (J. MEGARD, 1975 ; A. BAUD et J. MEGARD, 1975 ; J. MEGARD et A. BAUD, 1977) ont permis l'individualisation de mégaséquences et cycles transgressifs-régressifs, reconnaissables tout au long du bassin briannonnais. Les attributions stratigraphiques, les caractéristiques des mégaséquences et l'interprétation sédimentologique qu'en ont faites ces auteurs sont résumées sur la figure 4.

### II - 1. Le cycle 1 : Anisien p.p. ("Formation de Saint -Tryphon")

Epais de 100 à 150 mètres environ, ce cycle comprend 5 mégaséquences et couvre en gros l'Anisien. Chaque séquence montre des faciès transgressifs à la base et régressifs au sommet (dolomies à laminations algaires).

La première séquence, paralique, qui a servi de niveau de décollement lors de l'orogénèse alpine, est rarement bien conservée et ne donne jamais de bonnes coupes. La seconde séquence de plate-forme interne se singularise par l'existence de très nombreuses bioturbations (terriers) qui lui ont valu le nom de "calcaires vermiculés".

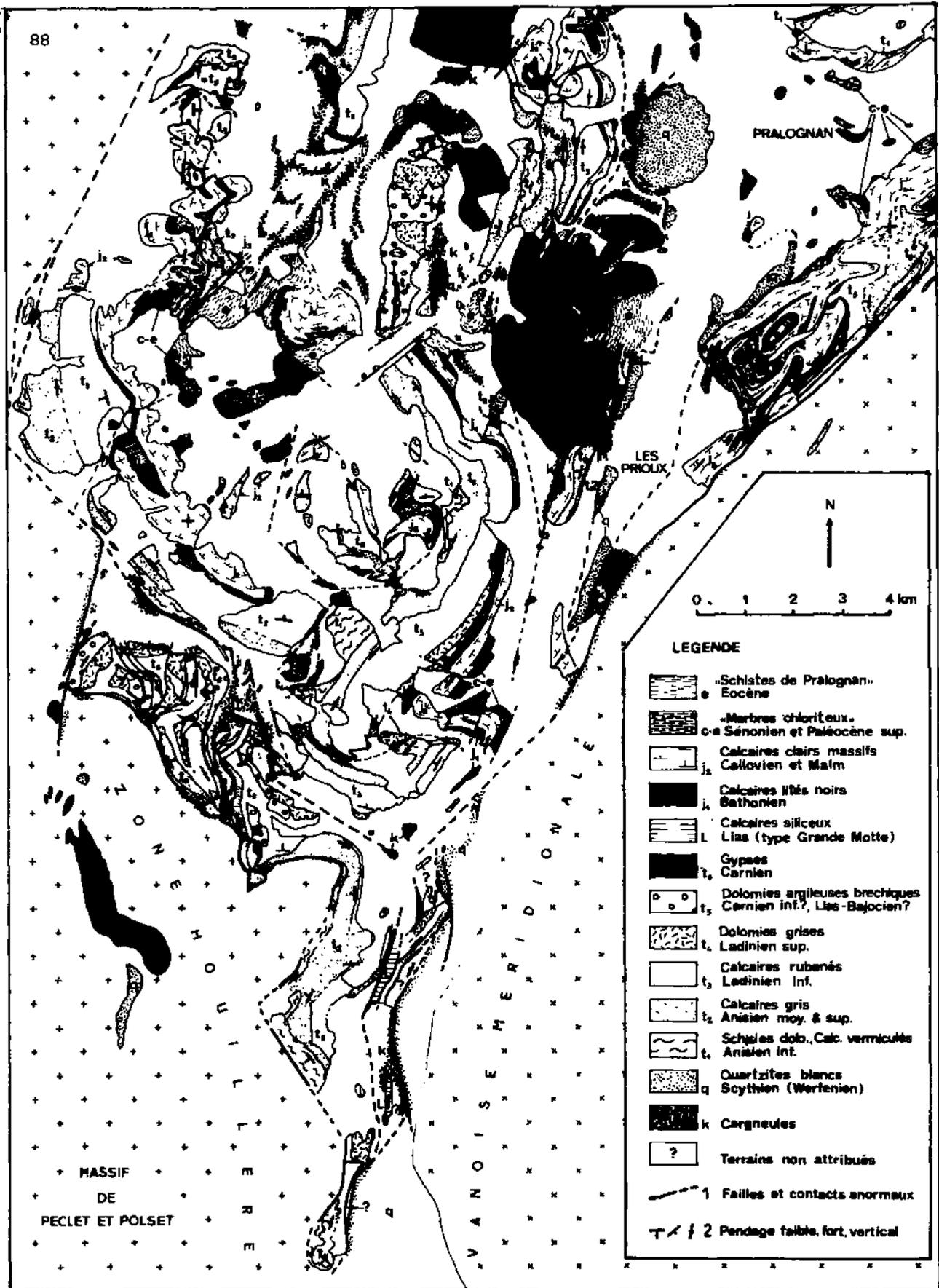


Fig. 2 : Carte géologique des unités Briançonnaises de Vanoise occidentale.  
Geological map of the Briançonnais units of Western Vanoise.

- e : "Pralognan schists". Eocene.  
 c-e : Chloritic marbles. Senonian and upper Paleocene.  
 j<sub>2</sub> : White, massive limestones. Callovian and Malm.  
 j<sub>1</sub> : Black bedded limestones. Bathonian.  
 L<sub>1</sub> : Siliceous limestones. Liassic (of the Grande-Motte nappe).  
 t<sub>6</sub> : Gypsum. Carnian.  
 t<sub>5</sub> : Argillaceous dolomitic breccias. Lower Carnian ? or Lias-Bajocian ?  
 t<sub>4</sub> : Grey dolomites. Upper Ladinian.  
 t<sub>3</sub> : "Banded limestones". Lower Ladinian.  
 t<sub>2</sub> : Grey limestones. Middle to upper Anisian.  
 t<sub>1</sub> : Dolomitic marls, bioturbated limestones. Lower Anisian.  
 q<sub>1</sub> : White quartzites. Scythian.  
 k : Cargneules.  
 ? : Unattributed terms.  
 l : Faults and tectonic contacts.  
 2 : Weak, steep and vertical deeps.

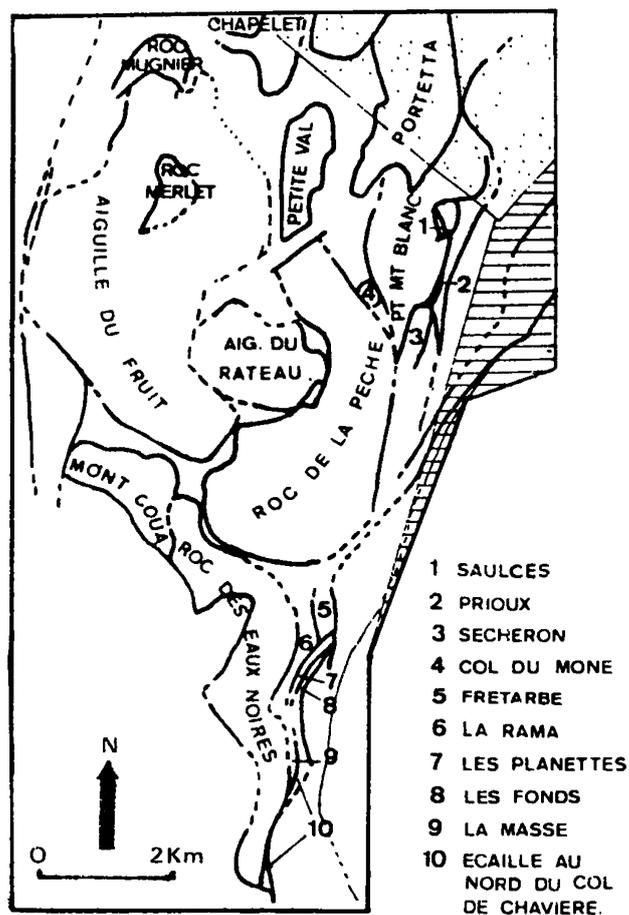


Fig. 3 : Schéma de localisation des principales unités de Vanoise occidentale.

Location map of the main units of Western Vanoise.

La troisième séquence est également lagunaire, tandis que la quatrième séquence, de tidal-flat à bonne énergie, est marquée par un niveau repère à silex fauves apparaissant à son sommet ("banc à silex"). La cinquième et dernière séquence, terme régressif du cycle, est surmontée, au-dessus de dolomies blanches à laminations algaires, cavités et figures de dessiccation, par un niveau décimétrique de marnes dolomitiques orangées à galets remaniés ("niveau d'émersion") qui clôture le cycle.

#### II - 2. Le cycle 2 : Ladinien p.p. ("Formation de Champcella")

Épais de 200 à 300 mètres, ce cycle, qui correspond à peu près au Ladinien inférieur, est constitué de deux mégaséquences d'épaisseurs inégales. La séquence 6, de tidal-flat, est constituée d'une succession de séquences unitaires (pluri-) métriques qui lui vaut son nom de "calcaires rubanés". Des calcarénites à stratifications obliques et des oolithes dolomitiques indiquent un milieu d'assez forte énergie. La séquence régressive du cycle (séqu. 7) montre exceptionnellement (Combe de Chanrouge) des figures de tectonique synsédimentaire distensive (failles normales, glissements plurimétriques).

#### II - 3. Le cycle 3 : Ladinien supérieur ("Dolomies grises")

Ce dernier cycle du Trias moyen, d'âge probable Ladinien terminal, est constitué de deux mégaséquences d'une vingtaine de mètres chacune. La séquence 8, transgressive, se reconnaît à ses niveaux doloarénitiques et par la présence de niveaux repères à la base : niveau à oncolithes, à grosses encrines noires, à silex. La séquence 9, régressive (laminations algaires, cavités) est surmontée par un mince niveau de marne orangée à pyrite. Ces deux dernières séquences montrent fréquemment des microfailles normales synsédimentaires traduisant un contexte distensif.

### III - LES BRECHES SUPRA-LADINIENNES

Les formations du Trias moyen sont surmontées en Vanoise occidentale par des complexes bréchiques dans lesquels on distinguera deux faciès lithologiques et qui scellent localement d'importants phénomènes tectoniques.

#### III - 1. Lithologie

##### a) Les brèches à calcaires noirs

Partout où on les trouve, elles sont surmontées par le Jurassique moyen. Elles peuvent être légèrement discordantes sur les dolomies grises du Ladinien supérieur (cycle 3). Elles se composent d'une succession confuse de dolomies argileuses, de schistes carbonatés, de calcaires noirs et de brèches à matrice argilo-dolomitique noire, à patine contrastée, à éléments de dolomies variées et de calcaires noirs.

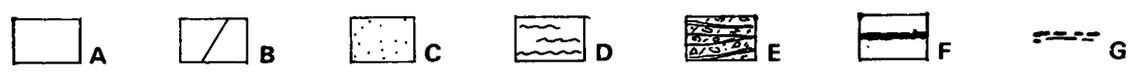
---

Fig. 4 : Le Trias de Vanoise occidentale. Exemple du Roc de la Pêche. D'après F. ELLENBERGER (1958<sup>(1)</sup> ; 1963<sup>(2)</sup> ) ; A. BAUD et J. MEGARD (1975<sup>(3)</sup> ) ; J. MEGARD et A. BAUD (1977<sup>(4)</sup> ).

The Triassic sediments of Western Vanoise as exemplified by the Roc de la Pêche. After F. ELLENBERGER (1958<sup>(1)</sup> ; 1963<sup>(2)</sup> ) ; A. BAUD et J. MEGARD (1975<sup>(3)</sup> ) ; J. MEGARD et A. BAUD (1977<sup>(4)</sup> ).

A : calcaires ; B : dolomies ; C : calc- ou doloarénites ; D : bioturbations ; E : brèches argilo-dolomitiques ; F : argiles ; S 1, S 2, ... séquences ; C I, C II, ... cycle.

A : limestones ; B : dolostones ; C : calc- or doloarenites ; D : bioturbations ; E : argillaceous dolomitic breccias ; F : shales ; S 1, S 2, ... megasequences ; C I, C II, ... cycles.



Age (4)	Lithostratigraphie et terminologie (1) & (2)	Divisions (3) & (4)	Epais en m.	Milieu, environnement (3) et (4)	Lithologie		
CARNIEN	Schistes et brèches dolomitiques post-ladiniens	C IV a	500	C IV a : Subévaporitique ; activité tectonique distensive.	Dolomies argileuses, pélites, brèches, calcaires noirs localement		
	Dolomies terminales à myophories			dolomies S 8 & 9 grises	Emersion	niveau orangé	
		dolomies S 7 blanches		S 9 : Régression	Milieu confiné, tapis algaires.	Dolomies grises litées, fines, à cavités.	
		dolomies noires		S 8 : Transgression	Tidal-flat ouvert, bonne énergie, influence marine.	Dolomies grises litées, sableuses, à Myophories.	
	Calcaires	C II		400	Emersion		
	et				S 7 : Régression,	émersion périodique, tapis algaires.	Dolomies blanches, massives, fines, à laminations et figures de dessiccation.
	dolomies				S 6 : Tidal-flat	confiné-sursalé assez bonne énergie.	Calcaires francs, gris, et dolomies blanches.
	à				Emersion		
	encrines				S 5 : Régression.	Lagune confinée, riche en matière organique nombreux fousseurs.	"Schistes" orangés
	et						Calcaires gris sombre bioturbés, et dolomies jaunes ou blanches.
	diplopores	C I		200	S 4 : Tidal-flat.	Influence marine, Bonne énergie.	Calcaires francs, gris, puis calcaires et dolomies blanches ou jaunes à silice.
	niv d'émersion				S 3 : Lagune confinée,	dépôts de tem-pête sporadiques. Fousseurs.	Calcaires gris sombre, accidents dolomitiques orangés.
banc à silice	Emersion						
niveau à physopotelles	S 2 : Lagune confinée,	légèrement sursalée. Très nombreux fousseurs.	Emersion				
bancs à dentales	S 1 : Paralique.	sursalé/dessalé, incursions marines, Détritique et/ou évaporitique.		Dolomies argileuses, schistes et dolomitiques, grès, cargneules,...			
niveau à oligoporelles							
calcaires vermiculés							

## b) Les brèches dolomitiques (fig. 5)

On les trouve dans des séries dépourvues de termes post-triasiques et elles y sont quelquefois fortement discordantes sur le Trias moyen. Lorsqu'elles sont concordantes, on observe la succession suivante (fig. 5 A) :

- le niveau de marne orangée (fin du cycle 3) ;
- une dizaine de mètres de dolomies argileuses à patine olivâtre et cassure noire, en gros bancs, très souvent bréchifiées in situ par de nombreuses microfailles synsédimentaires toutes normales et à rares Myophories ("dolomies olivâtres") ;
- un niveau métrique de brèche à matrice argileuse orangée et éléments dolomitiques anguleux hétérométriques ;
- une quinzaine de mètres de dolomies argileuses litées à interlits schisteux bruns, à patine kaki, souvent bréchiques ou bréchifiées.

Mais les deux derniers termes peuvent être très fortement discordants et présentent alors un aspect différent (fig. 5 B). La brèche orangée peut être absente ou au contraire plus épaisse et possède alors des éléments plus gros (jusqu'à métriques). Les dolomies kaki passent latéralement à des brèches brunes à éléments dolomitiques et matrice argileuse, vaguement stratifiées.

### III - 2. La tectonique scellée par les brèches supraladiniennes

Dans les massifs où les brèches supraladiniennes sont discordantes, elles cachètent une tectonique importante qui se manifeste de différentes façons (fig. 6).

## a) Les brèches

La taille, l'hétérométrie et l'aspect anguleux des éléments témoignent de la proximité d'escarpements actifs.

## b) Les discordances (fig. 6 C)

Les brèches peuvent reposer jusque sur les termes inférieurs du cycle 1, indiquant alors des érosions de plusieurs centaines de mètres. Ces discordances peuvent se produire soit sur de grandes surfaces (N du Roc des Eaux Noires, SE du Mont-Coua), évoquant ainsi une structure en vastes panneaux basculés, soit sur de petits blocs déca- à hectométriques probablement glissés où l'angle de la discordance peut atteindre 90°.

## c) Les fentes ouvertes (fig. 6 A)

L'étude des fentes métriques à décamétriques ouvertes dans le Trias moyen montre qu'il a existé deux épisodes de déformation :

1. ouverture de la fente, surrection et érosion du bloc dans lequel elle est ouverte ; remplissage de la fente par les brèches orangées ;
2. réouverture de la fente, dépôt des brèches brunes dans la fente et sur la surface d'érosion.

Ces fentes peuvent recouper toute la série jusqu'aux calcaires vermiculés (séqu. 2 du cycle 1).

## d) Les failles normales (fig. 6 B)

Dans la terminaison NNW du massif du Roc des Eaux Noires (Combe de Chanrouge), un affleurement confirme l'existence de deux phases : sur une surface le long de laquelle sont décâlées les dolomies du Ladinien supérieur reposent les brèches orangées, biseautées vers le haut et surmontées par les brèches brunes qui scellent la structure. Cette surface, interprétée comme un ancien plan de faille, aurait donc fonctionné (jeu normal) avant le dépôt des brèches orangées en livrant à l'érosion l'escarpement qu'elle avait formé. Puis, peut-être à la faveur d'un affaissement, les brèches brunes se sont déposées.

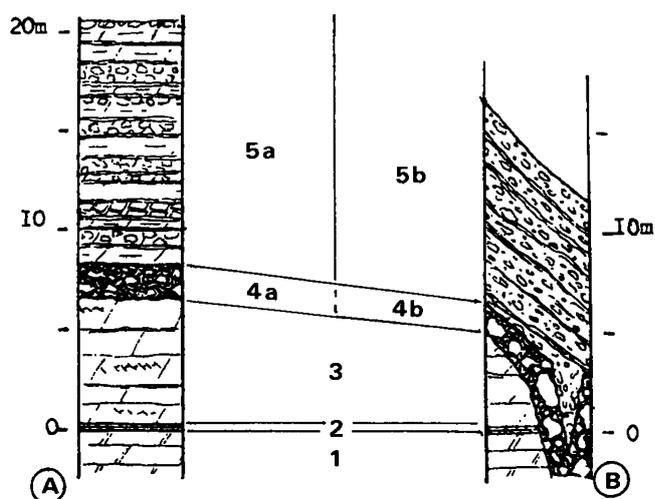


Fig. 5 - Colonnes stratigraphiques schématiques des brèches supra-ladiniennes.  
A : concordantes ; B : discordantes.

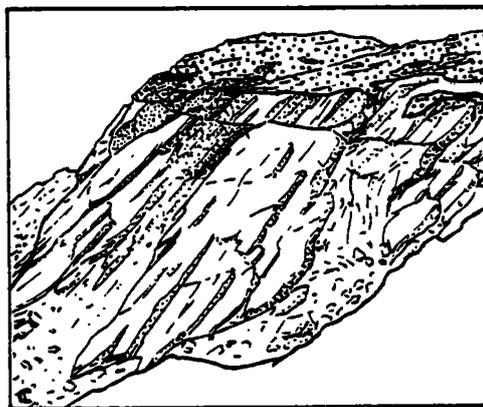
- 1 : dolomies grises litées (cycle III) (Ladinien supérieur) ;
- 2 : marnes dolomitiques orangées ;
- 3 : dolomies olivâtres, souvent fragmentées (cycle IV a) (Carnien inférieur) ;
- 4 : brèches dolomitiques à matrice orangée,  
4 a : concordante,  
4 b : discordante et à éléments souvent plus gros ;
- 5 a : dolomies argileuses kaki souvent bréchiques ou bréchifiées ;
- 5 b : brèche argilo-dolomitique brune discordante.

Fig. 5 - Schematic stratigraphic sections of Supraladinian breccias.  
A : conformable ; B : unconformable.

- 1 : grey bedded dolostones (cycle III) (Upper Ladinian) ;
- 2 : orange-coloured dolomitic marls ;
- 3 : olive-greenish dolostones, often fragmented (cycle IV a), (lower Carnian) ;
- 4 : dolomitic breccias with orange-coloured matrix,  
4 a : conformable,  
4 b : unconformable, and with often coarser clasts ;
- 5 a : khaki, conformable argillaceous dolostones, often brecciated ;
- 5 b : brown, unconformable argillaceous dolomitic breccias.

Fig. 5 bis - Discordance angulaire des brèches brunes sur les dolomies grises (versant N du Roc des Eaux Noires).

Fig. 5 bis - Unconformity of the brown breccias upon the grey dolostones (northern side of the Roc des Eaux Noires).



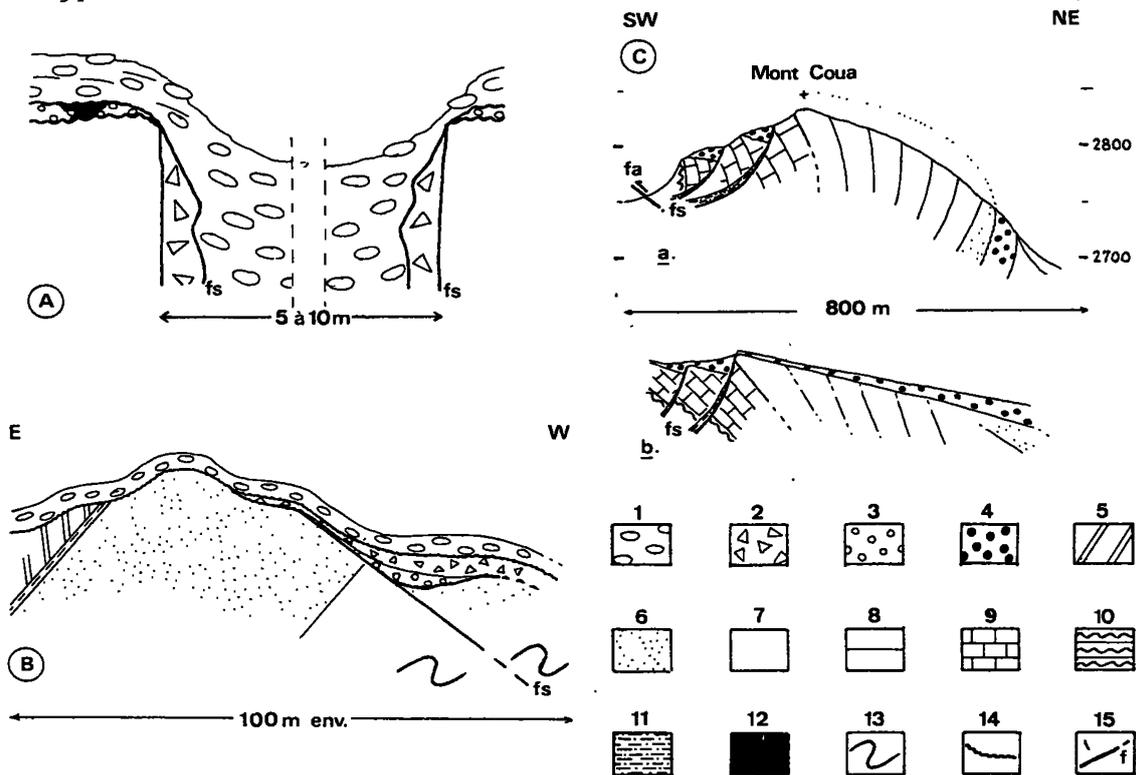


Fig. 6 : Aspects de la tectonique scellée par les brèches supraladiniennes (coupes).  
 A : fente ouverte (Eperon NW du Roc des Eaux Noires). Les deux niveaux de brèches cachètent une ouverture biphasée.  
 B : faille normale et bloc basculé (Combe de Chanrouge). Les structures plurimétriques de glissement dans les dolomies blanches suggèrent un jeu antérieur de la faille.  
 C : failles normales et blocs basculés probables (Mont-Coua) ; a : coupe actuelle ; b : structure possible avant les plissements alpins.

1 : brèches brunes ; 2 : brèches orangées ; 3 : microbrèches monogéniques ; 4 : brèches supraladiniennes indifférenciées ; 5 : dolomies olivâtres (Carnien inf.) ; 6 : dolomies grises (Ladinien sup.) ; 7 : dolomies blanches ; 8 : calcaires rubanés (Ladinien) ; 9 : calcaires gris (Anisien sup.) ; 10 : calcaires vermiculés (Anisien infé.) ; 11 : schistes, dolomies, cargneules (Anisien basal) ; 12 : hématite ; 13 : structures de glissement ; 14 : discordances ; 15 : failles : fs : synsédimentaires, fa : alpines.

Fig. 6 : Aspects of the tectonics concealed by the Supraladinian breccias.  
 A : open cracks (NW spur of the Roc des Eaux Noires). The two breccia levels conceal a two-phase opening.  
 B : normal fault and tilted-block (Chanrouge dell). The several meter wide slumping structures in the white dolomites suggest that the fault was previously active.  
 C : probable normal faults and tilted blocks (Mont-Coua) ; a : present cross-section ; b : possible structure before alpine foldings.  
 1 : brown breccias ; 2 : orange coloured breccias ; 3 : monogenic microbreccias ; 4 : undifferentiated Supraladinian breccias ; 5 : olive-greenish dolomites (lower Carnian) ; 6 : grey dolomites (upper Ladinian) ; 7 : white dolomites ; 8 : banded limestones (Ladinian) ; 9 : grey limestones (upper Anisian) ; 10 : bioturbated limestones (lower Anisian) ; 11 : shales, dolostones, cargneules (basal Anisian) ; 12 : hematite ; 13 : slumping structures ; 14 : unconformities ; 15 : faults : fs : synsedimentary, fa : alpine.

Les fentes ouvertes, les failles normales et les grands panneaux basculés sont caractéristiques d'une tectonique cassante distensive donnant naissance à des blocs basculés.

Les brèches qui reposent jusque sur la séquence 2 du cycle 1 montrent que l'érosion (donc la surrection) a pu atteindre localement jusqu'à 300 mètres environ.

Des phénomènes similaires (fentes, discordances) ont été signalés au même niveau stratigraphique en d'autres points de Vanoise, à Tête Noire (G. DETRAZ, 1984) et en Vallaisonnay (B. BROUDOUX, com. pers.). Il s'agit donc d'une tectonique cassante distensive, assez localisée, mais parfois importante.

### III - 3. Age des brèches supraladiniennes

Les brèches à calcaires noirs, autrefois attribuées avec quelques hésitations au Rhétien (F. ELLENBERGER, 1958, 1963), ont été depuis attribuées au Carnien inférieur (J. MEGARD et A. BAUD, 1977).

Les dolomies olivâtres, qui renferment quelques Myophories, sont d'âge ladinien supérieur ou carnien inférieur.

L'âge des brèches orangées ou brunes et des dolomies kaki prête à discussion.

En effet, deux événements de l'histoire de la zone briançonnaise sont susceptibles d'avoir donné naissance à ces brèches : la "crise carnienne" et la "révolution liasique" (M. BOURBON et al., 1976). Pour en discuter, on dispose des éléments suivants :

1. les brèches supraladiniennes ne reposent jamais sur des termes postérieurs au Carnien inférieur, mais toujours sur celui-ci dans les unités où elles sont concordantes ;

2. aucune formation post-carnienne caractéristique (Norien, Rhétien) n'a été reconnue en élément dans les brèches ;

3. la succession décrite (§ III.1.b) est très comparable à celle donnée par A. BAUD et J. MEGARD (1975) pour le Carnien inférieur ;

4. les fentes ouvertes associées n'ont pas évolué en karst, indiquant que le remplissage a dû suivre de peu l'ouverture.

Ces premières observations m'avaient fait attribuer ces brèches au Carnien inférieur, hypothèse qui s'accorderait avec l'absence systématique des termes postcarniens dans ces unités (E. JAILLARD, 1984). En effet, cette absence s'expliquerait alors par l'existence du niveau de décollement constitué par les évaporites carniennes sus-jacentes. Ce niveau de décollement expliquerait également l'existence de séries briançonnaises exclusivement postcarniennes dans lesquelles le Dogger peut localement reposer sur le Norien, comme au Roc du Bourget (J. MEGARD et A. BAUD, 1977) et peut-être à l'échelle des Prioux. Cependant :

5. aucune tectonique de l'importance de celle que cachètent localement les brèches étudiées ici n'est connue au Carnien dans les Alpes occidentales ;

6. de nombreuses brèches à éléments souvent exclusivement triasiques sont connues dans la région de Briançon, associées à d'importants phénomènes karstiques et leur âge Lias supérieur à Bathonien inférieur a été localement démontré paléontologiquement (J. MEGARD, com. pers.) ;

7. les concentrations d'hématite et de silice présentes sur la surface d'érosion tapissée par les brèches sont ailleurs fréquemment associées aux érosions liasiques, mais inconnues dans les dépôts carniens (A. BAUD, com. pers.) ;

8. si cette tectonique est carnienne, alors la phase liasique ne semble pas exprimée dans ces massifs, ce qui est surprenant si l'on tient compte de l'importance de cette dernière.

9. la découverte récente dans le massif d'Ambin (obs. pers.) de formations comparables reposant en forte discordance sur le Trias moyen, et surmontées en concordance par le Jurassique indiquerait que ces dépôts sont postérieurs à la tectonique principale liasique.

Ces dernières remarques montrent qu'un âge liasique doit être envisagé pour ces brèches.

### III - 4. Conclusion

Les dolomies grises du Ladinien supérieur sont surmontées par un complexe brèche qui cache des manifestations tectoniques distensives importantes mais localisées. Ces brèches ont été attribuées au Carnien inférieur, mais un âge liasique semble plus probable.

### IV - LE TRIAS SUPERIEUR

Les affleurements attribuables au Trias supérieur sont rares. Au Roc du Bourget (NE de Modane), on a des dolomies blondes, fines, à minces laminations algaires, épaisses d'une centaine de mètres, qui passent latéralement à des brèches monogéniques à éléments de même nature, localement infiltrées de filons sédimentaires remplis de silts carbonatés pourpres. F. ELLENBERGER (1958) puis J. MEGARD et A. BAUD (1977) ont attribué cette formation à un Norien localement bréchifié sur place soit au cours d'une tectonique norienne (DUMONT, 1983), soit au cours de l'émersion du Lias supérieur - Bathonien. A l'échelle des Prioux (SSW de Prolognan), ce sont des dolomies crèmes bréchifiées à éléments de dolomies blondes ou beiges qui ressemblent beaucoup à celles du Roc du Bourget. Il est possible que cette formation représente également le Trias supérieur.

Notons que ces deux échelles ne sont formées que de termes postcarniens et sont probablement décollées au niveau des évaporites carniennes.

### V - L'EMERSION DU DOMAINE BRIANCONNAIS DE VANOISE OCCIDENTALE

L'émersion de la zone briançonnaise au Lias moyen constitue l'un des traits majeurs de l'évolution de ce domaine. En Vanoise, elle se manifeste par des érosions, des discordances et des creusements karstiques.

#### V - 1. Age de l'émersion

En Vanoise occidentale, on ne peut déterminer l'âge de l'émersion, mais, par comparaison avec les autres secteurs de la zone briançonnaise, on lui attribue un âge Lias moyen approximatif (P. C. de GRACIANSKY et al., 1979 ; M. LEMOINE, 1984 ; A. BAUD et M. SEPTFONTAINE, 1980).

#### V - 2. La tectonique anté-bathonienne

Contrairement à la tectonique assez localisée scellée par les brèches supraladiniennes, le Bathonien de Vanoise cache des manifestations tectoniques généralisées, à grande échelle.

Un coup d'oeil à la carte (fig. 2) montre que le Jurassique peut reposer sur tous les termes du Trias moyen, de l'Anisien (Col du Mône) au Carnien supérieur (Roc de la Pêche). Si l'on admet, par comparaison avec les Préalpes ou avec la nappe de la Grande Motte, que le Trias supérieur (soit environ 500 mètres de sédiments) s'est déposé en Vanoise occidentale, l'érosion liasique atteindrait alors environ 1000 mètres au Col du Mône et 500 mètres au Roc de la Pêche.

D'autre part, d'après la carte, l'érosion augmente vers l'Est (chaînon Grand Marchet-Arcelin, chaînon Bochor-Epéna) et vers le Nord (aiguille du Fruit, Roc de la Pêche, Portetta, Roc de la Vallette-Grand Marchet). Or, ces trois derniers massifs sont renversés par un mégapli couché d'axe E-W à WNW-ESE (E. JAILLARD et G. DETRAZ, 1984). Si l'on remet les séries à l'endroit, on voit que l'érosion y augmentait approximativement vers le Sud. Il semble donc que le domaine briançonnais de Vanoise occidentale montrait une pente inclinée vers le NW au moment de la transgression jurassique. Toutefois, à l'affleurement, les discordances angulaires restent faibles (10 à 30°).

Quelques failles scellées par le Jurassique et décalant le Trias ont été aussi relevées au Roc de la Pêche et au Grand Marchet.

La présence de failles, l'absence de plis et la disposition du Trias sous le Bathonien (fig. 7) évoquent une structuration en blocs basculés, caractéristique des tectoniques distensives.

### V - 3. Les creusements karstiques

On trouve, en Vanoise occidentale, différents types de cavités karstiques, déci- à plurimétriques, associées à des fractures (poches complexes) ou non (poches atectoniques), parallèles à la stratification (sills karstiques) ou fortement obliques à celle-ci (filons karstiques) (terminologie de A. BAUD et al., 1979).

Les cavités peuvent être remplies de différentes sortes de sédiments : 1. brèches monogéniques à matrice doloarénitique, argilites à stratification oblique et contournée, calcaires orangés, concentrations métalliques ; 2. sédiments hyperalumineux (bauxites) ; 3. calcaires gris à échinodermes organisés en microséquences et présentant des figures sédimentaires typiques de la sédimentation en milieu karstique : granoclassesments, stratifications obliques, fentes ou microfailles synsédimentaires.

Aucun indice ne permet de dater les premiers remplissages cités, d'origine continentale qui sont cependant antérieurs aux bauxites. Les sédiments hyperalumineux (bauxites) n'apparaissent probablement en Vanoise occidentale qu'au Bajocien supérieur ou au Bathonien inférieur (cf. § VI.1.2.e).

L'âge possible des calcaires gris à échinodermes évoqués plus haut prête aussi à discussion. Dans les Préalpes, A. BAUD et H. MASSON (1975) ont attribué des remplissages de même nature au Lias supérieur - Dogger inférieur, par comparaison avec des calcaires à échinodermes de cet âge, connus dans les Préalpes médianes plastiques. En Vanoise, rien n'indique que du Lias à échinodermes se soit déposé. Les dépôts de cet âge ne sont représentés que dans la série de la Grande Motte et par des calcaires lités noirs siliceux parfois microbréchiques.

Il semble donc plus logique, en Vanoise occidentale, d'attribuer les remplissages en question aux calcaires à éléments figurés du Callovien (cf. § VI.3.5.).

## VI - LA TRANSGRESSION DU JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR

La sédimentation reprend au Jurassique moyen et dépose des termes transgressifs dans lesquels on distinguera successivement les niveaux continentaux de base, les calcaires lités noirs, les calcaires massifs à éléments figurés, les calcaires massifs homogènes.

### VI - 1. Les niveaux continentaux de base

Ces dépôts soulignent la transgression marine du Bathonien. On peut y distinguer des niveaux carbonatés continentaux et des sédiments quartzo-alumineux.

#### VI - 1.1. Les carbonates continentaux

On y rencontre :

a) Des croûtes carbonatées brunes, métallifères, à nombreuses cavités et dont les fissures sont enduites de calcite géodique riche en oxydes. Elles peuvent être associées à des microbrèches à éléments calcaires et ciment de calcite orangés. Ce niveau, rarement présent, ne dépasse pas 10 à 20 centimètres. Il est interprété comme s'étant formé en milieu aérien, dans des endroits bien drainés.

b) Des conglomérats calcaires. A l'échelle des Prioux (fig. 9), où ils atteignent 5 à 6 mètres, ils sont parfois chenalisés et sont constitués d'éléments variés, calcaires ou dolomitiques, arrondis, dans une matrice argileuse jaune. La taille moyenne des éléments diminue légèrement vers le haut, tandis que la proportion de matrice augmente nettement et que s'intercalent des bancs de calcaire lithographique brun, très dur. J'interprète ces termes, qui varient rapidement d'épaisseur, comme des conglomérats fluviatiles, associés vers le haut à des calcaires lacustres.

c) Des paléosols hydromorphes. Au Roc de la Pêche (fig. 7), reposant sur les dolomies grises du cycle 3, on trouve quelques décimètres de calcaires dolomitiques et de dolomies à manchons de racines, galets de Trias, nodularisations ?, cavités, microravinements, figures qui me les ont fait attribuer à des paléosols hydromorphes de marais temporaires (P. FREYTET et J.C. PLAZIAT, 1978). Ils sont surmontés par des calcaires lithographiques riches en matière organique, très durs, attribuables à des dépôts lacustres.

d) Conclusion. On peut imaginer un paysage faiblement accidenté dans lequel les zones hautes sont encore soumises à l'érosion ou donnent lieu à la formation de croûtes calcaires et où les dépressions sont occupées par des cours d'eau, des marais ou des lacs.

#### VI - 1.2. Le détritisme quartzo-alumineux

F. ELLENBERGER avait reconnu ces niveaux en Vanoise et y avait distingué les bauxites, les schistes noirs alumineux et les quartzites noirs.

a) Les bauxites sont des roches massives qui peuvent être rouges, alors enrichies en alumine (bauxites s.s., 48 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) et surmontées par les calcaires massifs calloviens, ou vertes, alors moins évoluées (argilites, 33 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) et surmontées par les calcaires lités noirs bathoniens (F. ELLENBERGER, 1958) (cf. fig.8). De la pâte phylliteuse fine, se détachent les chloritoïdes, courtes baguettes noires souvent disposées en rosettes et parfois des pisolites infracentimétriques chloritisés.

b) Les schistes noirs et les quartzites noirs. Au Roc de la Pêche (fig. 7) et à l'échelle des Prioux (fig. 9), les niveaux continentaux carbonatés sont surmontés par des pélites noires luisantes, non calcaires, riches en alumine, en hydrocarbures et en quartz, dans lesquelles F. ELLENBERGER (1958) et B. GOFFE (1982) signalent des vestiges de plantes. Ces pélites passent latéralement ou sont intercalées avec des bancs de quartzites ou de conglomérats noirs, souvent lenticulaires et granoclassés, localement associés à des niveaux plus meubles, sableux et charbonneux.

J'interprète ces niveaux comme des dépôts de delta (ou de marais deltaïque) confiné et couvert de végétation, parcouru par des fleuves divagants.

---

Fig. 7 : Variations latérales des niveaux continentaux du Dogger au Roc de la Pêche.

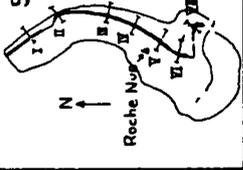
Lateral variations of the Dogger continental levels along the Roc de la Pêche unit.

1 : carbonates continentaux ; 1 a : paléosols hydromorphes ; 1 b : calcaires lacustres.  
 2 : sédiments hyperalumineux ; 2 a : argilites/bauxites ; 2 b : schistes et quartzites noirs ; 3 : plaquettes calcaréo-dolomitiques ; 3 a : calcaires noirs conglomératiques ; 3 b : plaquettes calcaréo-dolomitiques ; 4 : calcaires lités noirs ; C I, C II, ... cycles du Trias moyen.

1 : continental carbonates ; 1 a : hydromorphic paleosols ; 1 b : lacustrine limestones ; 2 : hyperaluminous sediments ; 2 a : argilites/bauxites ; 2 b : black shales and quartzites ; 3 : calcareous dolomitic platelets ; 3 a : black conglomeratic limestones ; 3 b : calcareous dolomitic platelets ; 4 : black bedded limestones ; C I, C II, ... middle Triassic cycles.

I: Eperon NW du S<sup>el</sup> du Mône; II: Chalet du Mône; III: Chalet du Mône; III: Au droit du Roc de la Pêche; IV: Versant Est de Roche Nue; V: Couloir de la Pêche; VI: Col 2645; VII: Creux de la Motte.

Situation des coupes



NORD actuel  
SUD réel

NORD réel  
SUD actuel

VI

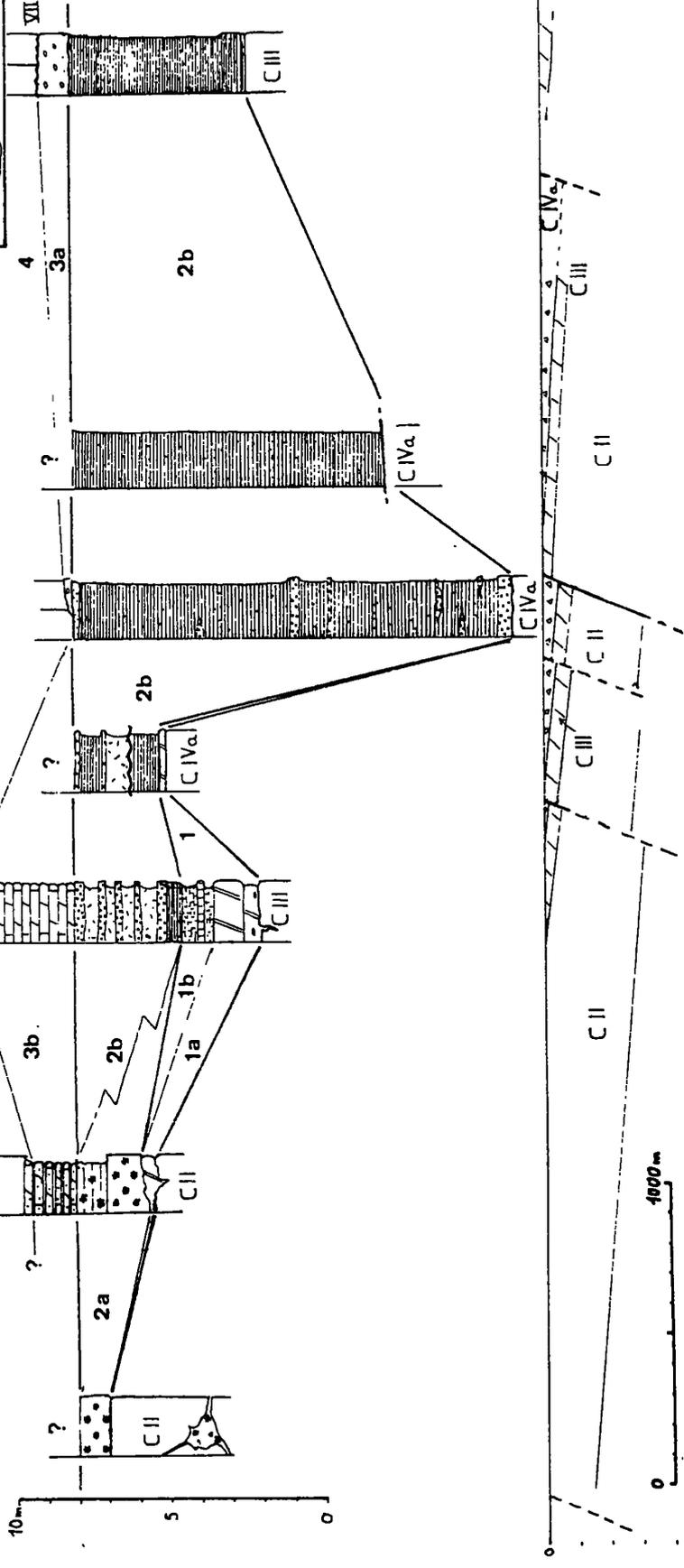
V

IV

III

II

I



500-

c) Relations entre bauxites s.l., schistes et quartzites (fig. 8). Au Roc de la Pêche, les bauxites passent latéralement aux schistes et quartzites noirs, ces derniers étant localisés dans les paléo-dépressions (faible érosion liasique) (fig. 7).

D'autre part, les analyses chimiques indiquent un fort enrichissement en alumine des schistes noirs (F. ELLENBERGER, 1958 ; B. GOFFE, 1982). Les détritismes quartzeux et alumineux sont donc contemporains et leur différenciation résulte des conditions de dépôt : une nappe d'argilite alumineuse d'altération se répand sur tout le domaine et se mélange, dans les paléo-dépressions, au matériel pélitique et quartzeux véhiculé par les fleuves. Une évolution aérienne plus longue fera ensuite évoluer les argilites vers le pôle bauxitique là où la transgression est plus tardives (fig. 8).

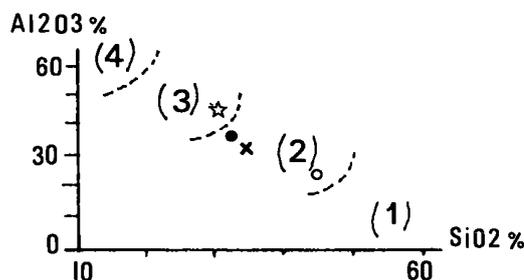


Fig. 8 : Compositions chimiques moyennes des sédiments alumineux selon leur position stratigraphique (analyses chimiques de B. GOFFE, 1982).

Average chemical compositions of aluminous sediments, according to their stratigraphical location (chemical analysis of B. GOFFE, 1982).

- o : sédiments reposant sur les cycles III ou IV a et à faciès deltaïque,
- : sédiments reposant sur le cycle II,
- × : sédiments surmontés par les calcaires lités noirs,
- ☆ : sédiments reposant sur le cycle I et surmontés par les calcaires massifs à éléments figurés,

- (1) : schistes, pélites,
- (2) : argilites,
- (3) : bauxites argileuses,
- (4) : bauxites.

- o : sediments underlain by cycles III or IV a and with deltaic facies,
- : sediments underlain by cycle II,
- × : sediments overlain by black bedded limestones,
- ☆ : sediments underlain by cycle I and overlain by massive bioclastic limestones.
- (1) : pelites, shales,
- (2) : argilites,
- (3) : argillaceous bauxites,
- (4) : bauxites.

d) Origine et mise en place des sédiments quartzo-alumineux. Le détritisme exclusivement quartzeux associé et le fait que le domaine Briançonnais de Vanoise occidentale était penté vers le NW lors de la transgression jurassique font penser que les argilites d'altération provenaient d'une zone essentiellement siliceuse située vers le SE. B. GOFFE (1982), ayant mis en évidence dans les bauxites une teneur anormalement élevée en Lithium, en conclut qu'elles seraient issues de l'altération d'un socle granitique ou périgranitique, possiblement situé dans la zone d'Acceglio.

Les bauxites se présentent soit en une seule couche massive, métrique, à surface du Trias, soit en infiltrations dans les karsts, soit encore, mais localement, comme la matrice de brèches monogéniques à éléments jointifs de Trias. Leur mise en place s'est donc effectuée brusquement, en une seule fois, et a probablement été provoquée par un léger évènement tectonique (brèche, libération du matériel siliceux) et climatique ou rhexistasique (brusque migration des produits d'altération).

e) Age de la mise en place des sédiments quartzo-alumineux. La mise en place des bauxites n'est pas datée en Vanoise. Dans les Préalpes orientales, U. FURRER (1979) décrit une phase tectonique datée du Bajocien supérieur.

Dans les Préalpes occidentales, les bauxites de Dréveneuse sont intercalées entre les calcschistes fossilifères du Bathonien inférieur et les calcaires foncés du Bathonien moyen et supérieur (M. SEPTFONTAINE, 1980).

La mise en place des bauxites de Vanoise pourrait alors être Bajocien terminal (consécutive à la phase tectonique évoquée) ou Bathonien inférieur (contemporaine des bauxites de Dréveneuse).

## VI - 2. Les calcaires lités noirs

Ce deuxième ensemble débute très localement par un banc conglomératique à éléments calcaires, dolomitiques ou quartzeux et matrice calcaire noire, riche en hydrocarbures, oxydes et soufre (B. GOFFE, 1982). Ces conglomérats peuvent être interprétés comme des dépôts de milieu isolé et très confiné (marécages ?). Ils sont surmontés par les faciès classiques du "Dogger à Mytilus" qui ne sont pas partout présents (fig. 2 et 9).

### VI - 2.1. Les plaquettes calcaréo-dolomitiques

Toujours très fossilifères, elles peuvent être fines ou arénitiques (voire microbréchiques à la base). La faune (échinides, huîtres, pectens, mytilus, oncolithes, ...) indique un environnement de plate-forme interne abritée, probablement littoral à la base. L'étude des Nérinées de l'Aiguille d'Août (Portetta) a conduit F. ELLENBERGER (1958) à leur donner un âge bathonien moyen.

### VI - 2.2. Les calcaires lités noirs

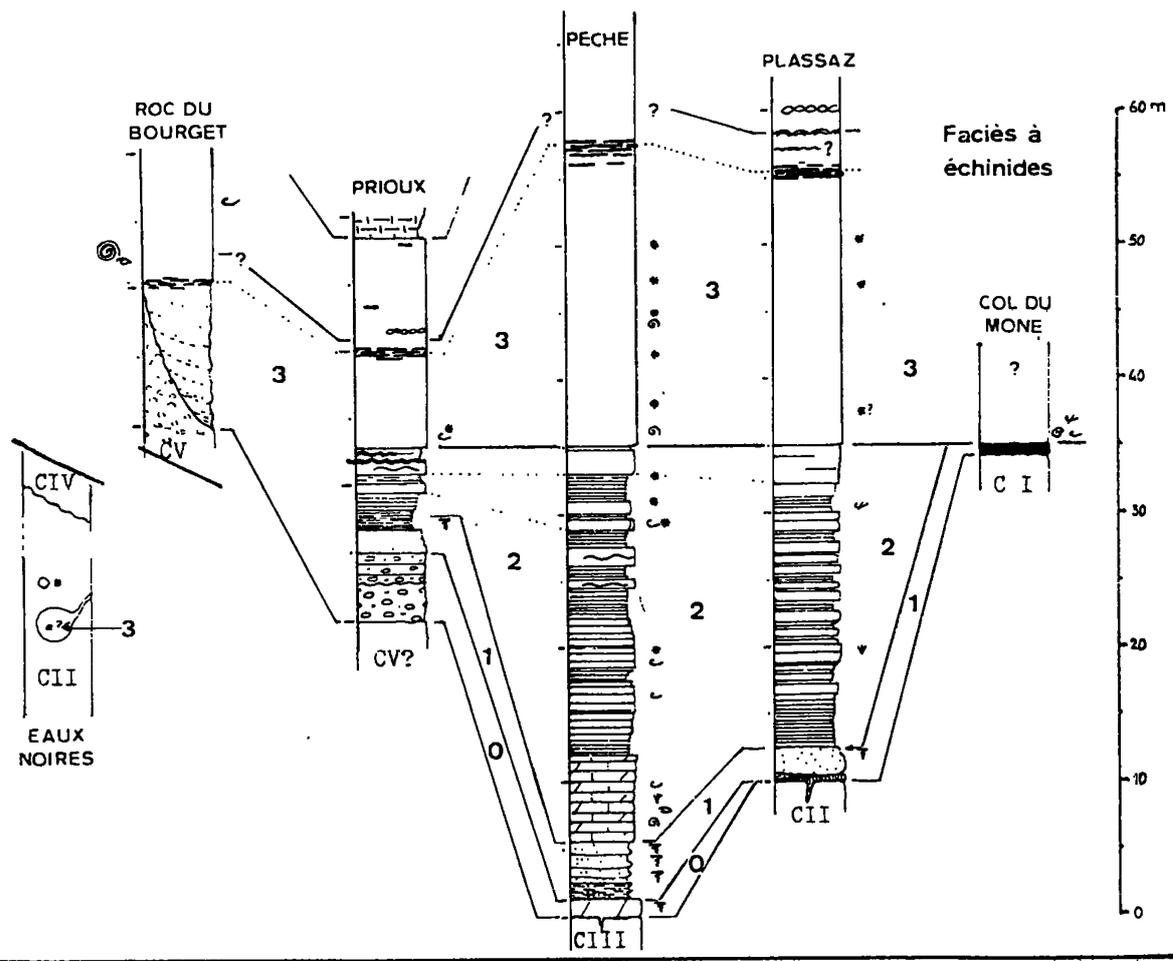
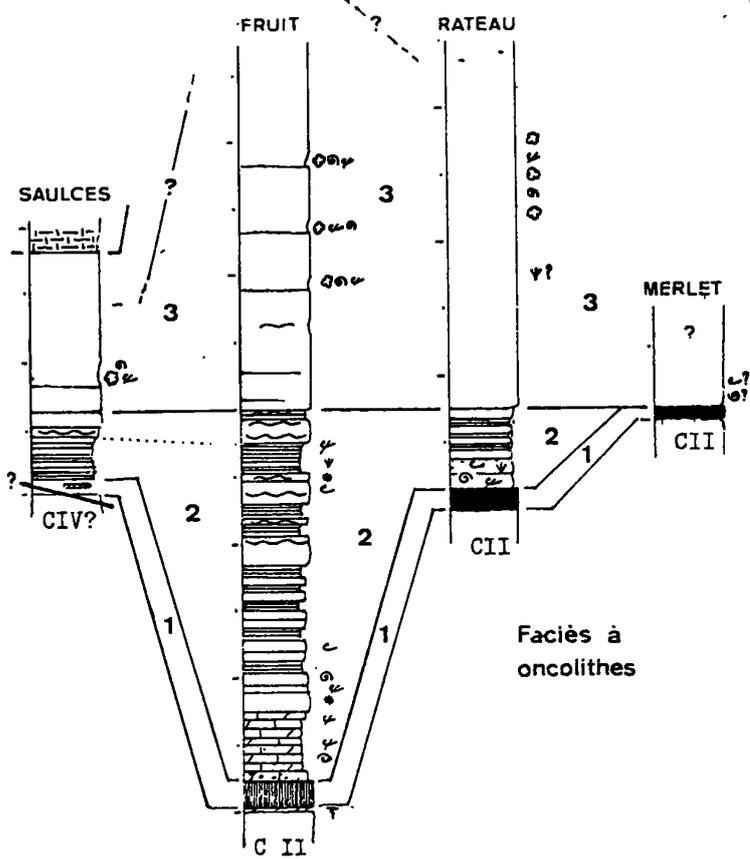
Ils sont constitués d'une alternance de calcschistes, de calcaires lités et de calcaires en bancs, noirs et fétides, alternance dans laquelle on peut reconnaître une succession de séquences décimétriques à plurimétriques. L'analyse de ces séquences montre vers le haut une augmentation de la fraction carbonatée, la disparition des traces charbonneuses et ferrugineuses et une évolution de la faune depuis un milieu abrité et restreint vers un milieu plus ouvert. Cette évolution est confirmée par les variations enregistrées par les séquences unitaires du bas en haut de la formation. Ces séquences sont considérées comme des séquences de transgression et la formation toute entière constitue, dans cette interprétation, une mégaséquence transgressive en milieu de plate-forme à caractère interne.

F. ELLENBERGER (1958) avait attribué les calcaires lités noirs au Bathonien supérieur. Les études menées dans la région de Briançon (D. MERCIER, 1977) et dans les Préalpes (U. FURRER, 1979 ; M. SEPTFONTAINE, 1980) confirment cet âge pour les termes équivalents. Cette formation passe aux calcaires massifs sus-jacents soit brutalement, soit progressivement mais rapidement.

La barre de calcaires clairs massifs qui surmonte le "Dogger à mytilus" ou les bauxites est classiquement désignée sous le nom de "Malm" (F. ELLENBERGER, 1958). A la base de cet ensemble, très recristallisé, plusieurs auteurs ont remarqué des vestiges d'organismes (F. ELLENBERGER, 1958 ; B. BROUDOUX, 1982 ; B. DATCHARRY, 1982).

Une étude plus détaillée montre qu'il convient de distinguer dans ce "Malm" une formation de calcaires massifs à éléments figurés et une formation de calcaires massifs homogènes.

LEGENDE	
0	I
1	J
2	K
3	L
A	M
B	N
C	O
D	P
E	Q
F	R
G	S
H	T
	U
	V
	W



CIV  
 CII  
 EAUX NOIRES

Fig. 9 : Coupes du Jurassique dans différentes unités de Vanoise occidentale (localisation sur la figure 3).

Lithologic sections of the Jurassic formations in different units of Western Vanoise (see location of the units fig. 3).

O : carbonates continentaux ; 1 : détritisme quartzo-alumineux ; 2 : calcaires lités noirs ; 3 : calcaires massifs à éléments figurés.

A : marbres chloriteux ; B : calcaires massifs ; C : calcaires lités ; D : plaquettes calcaréo-dolomitiques ; E : grès et schistes deltaïques ; F : bauxites vertes et rouges ; G : carbonates et conglomérats continentaux ; H : Trias ; I : paléosols ; J : ravinements ; K : microbrèches ou arénites ; L : faciès noduleux ; M : silex ; N : encroûtements ; O : niveaux noduleux rouges ; P : ammonites ; Q : échinodermes ; R : bivalves ; S : bioclastes ; T : gastéropodes ; U : polypiers ; V : brachiopodes ; W : oncolithes.

O : continental carbonates ; 1 : quartzo-aluminous detritus ; 2 : black bedded limestones ; 3 : bioclastic massive limestones.

A : chloritic marbles ; B : massive limestones ; C : bedded limestones ; D : calcareous dolomitic platelets ; E : deltaic shales and sandstones ; F : green or red bauxites ; G : continental carbonates and conglomerates ; H : Triassic carbonates ; I : paleosoils ; J : erosion surfaces ; K : microbreccias or arenites ; L : nodular facies ; M : cherts ; N : hard-grounds ; O : red nodular levels ; P : ammonites ; Q : echinoderms ; R : bivalves ; S : bioclasts ; T : gastropods ; U : corals ; V : brachiopods ; W : oncoliths.

### VI - 3. Les calcaires massifs à éléments figurés (fig. 9)

Présents dans toutes les unités de Vanoise occidentale, les calcaires massifs à éléments figurés peuvent reposer soit sur les bauxites en les remaniant alors localement, soit sur les calcaires lités noirs. Il s'agit de marbres massifs gris clair à gris sombre, souvent fétides à la base, contenant des éléments figurés parmi lesquels on peut parfois reconnaître, sur surfaces polies, des lithoclastes, des oncolithes et des organismes tels que gastéropodes, polypiers, bioclastes, entroques, oursins ou lamellibranches. La faune et les éléments indiquent donc un environnement de plate-forme que la définition de trois faciès (selon l'élément caractéristique dominant) va s'efforcer de préciser.

#### VI - 3.1. Le faciès à gastéropodes

Il s'agit d'un calcaire noir, massif, fétide, à gastéropodes (Nérinées ?), avec quelques polypiers, entroques et rares lithoclastes. Il est interprété comme un dépôt de plate-forme confinée et abritée (interne). On le rencontre dans le chaînon Bochor-Epéna, à très forte érosion anté-jurassique.

#### VI - 3.2. Le faciès à oncolithes

Il est constitué de calcaires gris massifs, non fétides, où l'on rencontre, outre les oncolithes, de nombreux bioclastes, de gros gastéropodes, quelques débris d'échinodermes et de nombreux éléments non identifiables, quelquefois micritisés (?) et oncolithisés. La matrice est riche en dolomite secondaire, parfois exprimée en gros accidents blancs. L'association de ces différents éléments évoque un milieu de plate-forme abritée, mais probablement plus ouvert que le faciès à gastéropodes.

Dans certains massifs (Aiguille du Rateau), ce faciès apparaît comme un sédiment autochtone, alors que dans d'autres (Aiguille du Fruit, Ecaille des Saulces), il se présente en minces niveaux bien délimités dans un marbre clair et massif (à échinodermes ?) et est alors considéré comme resédimenté. Ces dépôts, issus de domaines probablement surélevés et abrités, seraient donc localement resédimentés dans des domaines plus bas, de plate-forme externe (fig. 9). Quand il est autochtone, on rencontre ce faciès dans des séries à assez forte érosion anté-jurassique (Aiguille du Rateau, Rochers de Moret à Portetta).

## VI - 3.3. Le faciès à échinodermes

Il s'agit de calcaires gris, sombres et fétides à la base, s'éclaircissant vers le haut. On y rencontre, outre quelques lamellibranches (?) et gastéropodes vers la base, des débris d'échinodermes. A 10 à 30 mètres au-dessus de la base, un niveau bien caractéristique de silex blancs se retrouve dans plusieurs coupes (fig. 11). L'environnement, de plate-forme externe, semble plus ouvert vers le haut. C'est à ce faciès qu'ont été attribués les remplissages karstiques du Roc des Eaux Noires (cf. § V.3) et les marbres dans lesquels sont ressédimentées les coulées biodétritiques à oncolithes (§ VI.3.3.). On le rencontre dans des séries à érosion anté-Dogger faible ou modérée.

## VI - 3.4. Limite supérieure et âge des calcaires à éléments figurés (fig.9)

La limite supérieure des calcaires à gastéropodes n'a pas été étudiée et celle des calcaires à oncolithes n'a pu être mise en évidence.

En revanche, la limite supérieure des calcaires massifs à échinodermes semble pouvoir être cernée. En effet, deux mètres au-dessus du niveau à silex, on trouve, aux Rochers de Plassaz (Portetta), un fond durci matérialisé par un encroûtement minéralisé, suivi, un mètre au-dessus, par une mince passée de calcaires noduleux rouges (faciès marbre de Guillestre). A l'échelle des Prioux, deux mètres au-dessus du niveau à silex, on rencontre un très mince niveau de calcaire à faciès marbre de Guillestre. Au Roc du Bourget (environs de Modane), des calcaires gris massifs microbréchiques et un peu argileux, attribuables au faciès des calcaires à éléments figurés, sont surmontés par un niveau à silex, puis, deux mètres au-dessus, par un niveau à ammonites datées du Callovien moyen à supérieur (F. ELLENBERGER, 1958). Enfin, à la carrière des Lozes (environs d'Aussois), H. DONDEY (com. pers.) a retrouvé une succession du même genre : niveau siliceux, niveau à ammonites.

Ces horizons correspondraient à une période de légère instabilité (calcaires noduleux, voir M. BOURBON, 1982) et à une condensation de la sédimentation (niveau à ammonites, fond durci). Je pense donc que la limite supérieure des calcaires à échinodermes se situe peu au-dessus du niveau à silex et au-dessous de la passée noduleuse rouge de type Guillestre.

Si l'on admet la valeur d'horizon-repère attribuée au niveau à silex, les calcaires massifs à éléments figurés, surmontés au Roc du Bourget par les ammonites datées du Callovien moyen à supérieur, seraient alors Callovien inférieur et moyen. Cet âge correspondrait d'ailleurs à celui des formations équivalentes de la région de Briançon (Bathonien terminal ? à Callovo-Oxfordien, D. MERCIER, 1977 ; M. BOURBON, 1980) et des Préalpes (Bathonien supérieur à Callovien, M. SEPTFONTAINE, 1980).

## VI - 3.6. Remarques paléotectoniques

Au Callovien, la topographie de la majeure partie du domaine est encore commandée par la structuration liasique. En effet, les faciès de plate-forme interne à gastéropodes se trouvent sur les secteurs à forte érosion anté-Dogger et à transgression marine tardive, tandis que les faciès de plate-forme externe à échinodermes se situent sur les domaines à faible érosion et à transgression précoce, un domaine à oncolithes s'installant localement sur des régions à érosion anté-Dogger modérée et à Bathonien marin local. On voit donc qu'au Callovien, les zones les moins profondes et les plus tardivement immergées coïncident avec les zones surélevées avant le Bathonien (forte érosion du Trias) (fig. 9). Si l'on tient compte du fait que le domaine était en pente descendantes vers le NW avant le Bathonien (§ V.2), on peut en conclure que les massifs à faible érosion anté-bathonienne étaient en position paléogéographique externe (E. JAILLARD, 1985).

Cependant, des massifs à très faible érosion anté-Dogger (Trias supérieur conservé) ne sont transgressés que par le Callovien (Roc des Eaux Noires, Roc du Bourget). Dans d'autres, le Bathonien marin existe (Saulces), mais présente localement des ravinements à son sommet (Prioux) (E. JAILLARD, 1984).

En conséquence, il semble que, selon les séries, le Bathonien se soit déposé mais ait été érodé (ravinements des Prioux) (?) ou ne se soit jamais déposé (absence de Bathonien et même des niveaux continentaux au Roc du Bourget et dans les karsts du Roc des Eaux Noires).

Une surrection a donc affecté ces séries à très faible érosion anté-Dogger (et donc probablement en position paléogéographique externe), soit avant le dépôt des sédiments continentaux (Bajocien supérieur ?), soit à la fin du dépôt des calcaires lités noirs (Bathonien supérieur), en tout cas avant le Callovien supérieur (E. JAILLARD, 1985). On peut rapprocher cette surrection des mouvements de bascule enregistrés au Bajocien puis au Callovien par la partie externe des Préalpes médianes plastiques internes (M. SEPTFONTAINE, 1979, 1980).

#### VI - 4. Les calcaires massifs homogènes

Au-dessus de l'horizon à accidents sédimentaires considéré comme leur limite supérieure, les calcaires à éléments figurés font place à des marbres blancs, purs, massifs, dans lesquels plus rien n'est reconnaissable. Cette formation est, par comparaison avec le Briançonnais classique et les Préalpes, considérée comme le terme pélagique mais pas nécessairement profond de la transgression jurassique.

Son âge prête à discussion. En effet, les ammonites du Callovien moyen à supérieur du Roc du Bourget n'ont pu être localisées par rapport à la discontinuité sédimentaire. Or, celle-ci peut, comme dans les Préalpes, représenter une longue lacune (M. SEPTFONTAINE, 1979, 1980). En conséquence, si les ammonites sont au-dessus du fond durci, les marbres homogènes sont d'âge callovien supérieur et peuvent monter dans le Malm s.s., mais si elles sont au-dessous de la lacune envisagée, les calcaires massifs homogènes peuvent ne débiter qu'à l'Oxfordien (cf. M. SEPTFONTAINE, 1980). Dans les deux cas, le terme de "Malm" devrait leur être réservé, les calcaires massifs à éléments figurés étant très probablement calloviens, c'est à dire encore Jurassique moyen.

#### VI - 5. Conclusion sur le Jurassique de Vanoise

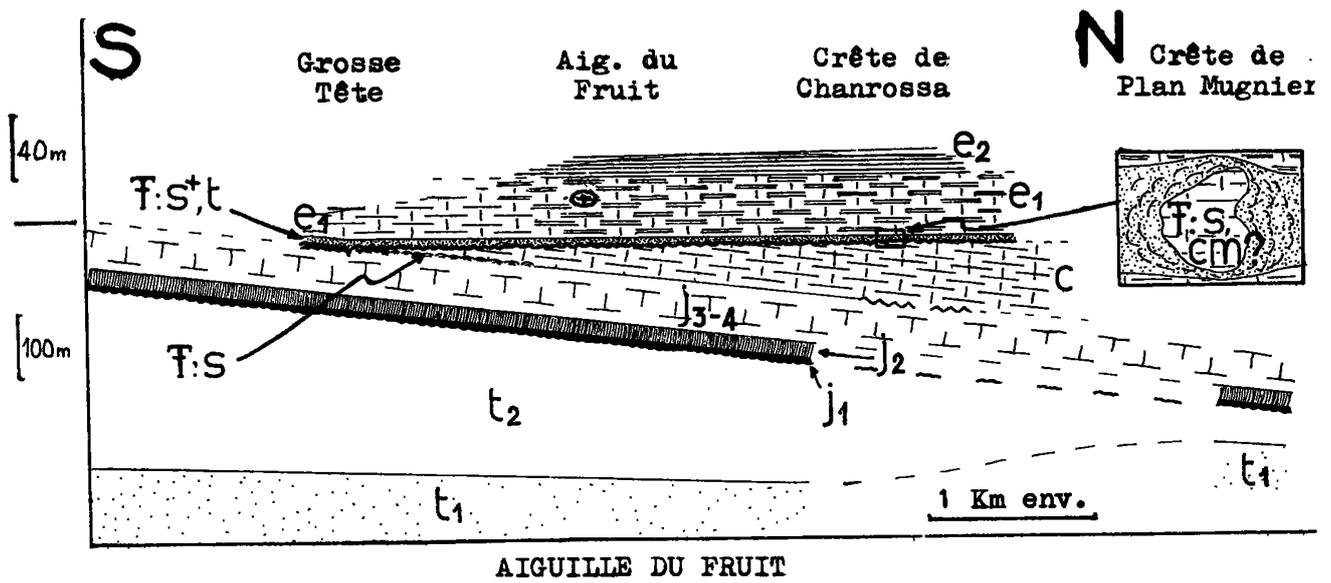
On peut donc distinguer quatre grands ensembles sédimentaires, illustrant quatre grandes étapes de la transgression jurassique qui recouvre progressivement tout le domaine briançonnais de Vanoise occidentale.

1. Après le dépôt (ou la formation) très localisé de carbonates continentaux, le domaine enregistre la brusque arrivée de matériel d'altération qui recouvre presque tout le domaine et s'accompagne de détritisme quartzeux (Bajocien supérieur à Bathonien inférieur ?).

2. Une mer confinée envahit ensuite les points bas du secteur et dépose des sédiments littoraux de plate-forme interne (Bathonien moyen et supérieur).

3. Vers la limite Bathonien-Callovien, la mer recouvre toute la Vanoise occidentale qui reçoit une sédimentation de plate-forme plus ou moins profonde selon les régions. Ces dépôts calloviens cachètent une surrection qui affecte la partie externe du domaine.

4. Après une probable discontinuité sédimentaire, le Jurassique supérieur est représenté par des marbres très purs, possiblement pélagiques.



A: B: C: D:

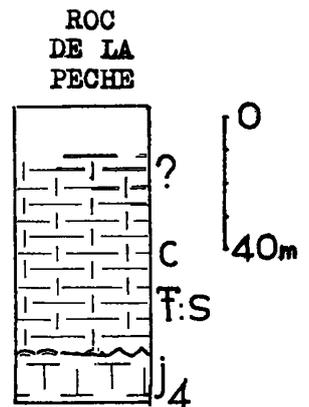
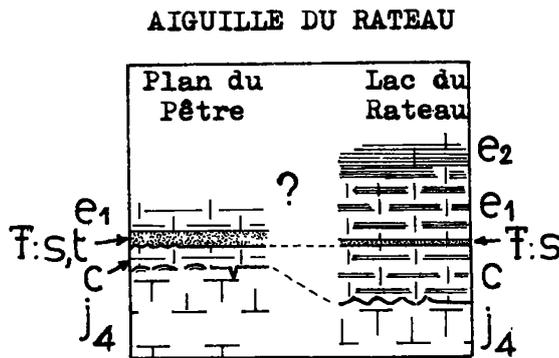
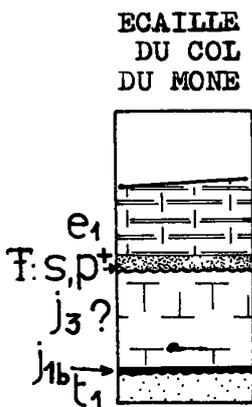


Fig. 10 : Coupes schématiques des marbres chloriteux dans différentes unités de Vanoise occidentale.

Sections showing the chloritic marbles in different units of Western Vanoise.

$t_1$  : calcaires gris (Anisien) ;  $t_2$  : calcaires rubannés (Ladinien) ;  $j_1$  : bauxites (Bajocien sup. ? - Bathonien inf. ?) ;  $j_2$  : calcaires lités noirs (Bathonien) ;  $j_3$  : calcaires massifs à éléments figurés (Callovien) ;  $j_4$  : calcaires massifs homogènes (Malm) ; c : marbres chloriteux (Crétacé sup.) ;  $e_1$  : marbres chloriteux (Paléocène sup. - Eocène inf.) ;  $e_2$  : schistes de Pralognan (Lutétien).

A : croûte chloriteuse verte ; B : croûte métallifère rouge ; C : surface ravinante ; D : boule de granite (localisation incertaine dans la série).

T : faune d'âge ; cm = Cénomaniens ; s = Sénonien s.l. ;  $p^+$  = Paléocène sup. ; t : = Tertiaire s.l.

Nota : l'épaisseur exagérée des marbres chloriteux accentue la discordance.

Les marbres chloriteux paléogènes sont peu phylliteux là où semble apparaître une érosion anté-Paléocène (Grosse Tête à l'Aiguille du Fruit et Plan du Pêtre à l'Aiguille du Rateau ?).

$t_1$  : grey limestones (Anisian) ;  $t_2$  : "banded limestones" (Ladinian) ;  $j_1$  : bauxites (upper Bajocian ? or lower Bathonian ?) ;  $j_2$  : black bedded limestones (Bathonian) ;  $j_3$  : massive bioclastic limestones (Calloviaian) ;  $j_4$  : homogeneous massive limestones (Malm) ; c : chloritic marbles (upper Cretaceous) ;  $e_1$  : chloritic marbles (upper Paleocene to lower Eocene) ;  $e_2$  : "schistes de Pralognan" (middle Eocene).

A : green, chloritic hard-ground ; B : red metalliferous hard-ground ; C : erosion surface ; D : granite pebble (uncertain location).

T : fauna ; cm : Cenomanian ; s : Senonian s.l. ;  $p^+$  : upper Paleocene ; T : Tertiary s.l.

The apparent discordance is increased on the sketch, due to the graphically exaggerated thickness of the chloritic marbles. Moreover, the Paleogen chloritic marbles are less phyllitous where an antepaleocene erosion is suspected (Grosse Tête in the Fruit unit, and Plan du Pêtre in the Rateau unit).

## VII - LA SEDIMENTATION PELAGIQUE (fig. 10)

Les marbres massifs jurassiques sont surmontés par des calcaires argileux ("marbres chloriteux"), dans lesquels des foraminifères pélagiques ont permis l'individualisation de deux membres distincts, l'un crétacé supérieur, l'autre paléocène supérieur qui passe progressivement aux schistes de Pralognan (F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, 1979).

### VII - 1. Le Crétacé inférieur

Les premiers termes datés qui surmontent le Jurassique sont d'âge sénonien et peut-être localement cénomaniens (§ VII.2). Entre le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur (ou moyen ?), existe donc une longue lacune dont la durée est difficile à déterminer en raison d'érosions sous-marines possibles et des datations souvent incertaines des marbres chloriteux sus-jacents. Toutefois, cette lacune couvre au moins une grande partie du Crétacé inférieur.

### VII - 2. Les marbres chloriteux néocrétacés

Quand il existe, le Néocrétacé est représenté par des marbres chloriteux, le plus souvent assez massifs, de couleur verte, crème ou rose et patine brunâtre, qui surmontent le Jurassique soit directement par l'intermédiaire d'une surface nette, quelquefois ravinante et fissurée (surface d'érosion probable), soit par l'intermédiaire d'une mince croûte verte chloriteuse. Ces anciens calcaires argileux se sont déposés en milieu pélagique comme en témoignent les restes de foraminifères planctoniques. Ces organismes ont donné, en Vanoise occidentale, des âges allant du Cénomaniens douteux au Campanien-Maestrichtien possible, la plupart étant sénoniens s.l. (déterminations de M. CARON).

### VII - 3. Les marbres chloriteux paléogènes

Cette formation, toujours présente, est très semblable à la précédente, mais s'en distingue souvent par une plus forte proportion de phyllites. Elle peut cependant présenter des faciès massifs et peu argileux, dans ce cas, de couleur pourpre. Elle surmonte soit directement le Jurassique, soit les marbres chloriteux sénoniens. Dans tous les cas, elle débute par une croûte rouge métallifère pluricentimétrique à nodules. Cette croûte, souvent riche en foraminifères pélagiques, a été datée (Col du Mône, Pralognan) du Paléocène supérieur - Eocène inférieur (F. ELLENBERGER, 1958 ; F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, 1979), mais contient presque systématiquement des organismes sénoniens remaniés, souvent inclus dans des galets de marbres chloriteux encroûtés (fig. 10). Il existe donc une lacune entre les deux termes de marbres chloriteux, lacune allant du Crétacé terminal probable au Paléocène supérieur. Cette lacune s'accompagne probablement d'érosions sous-marines (remaniements) pouvant enlever la totalité des marbres chloriteux sénoniens et peut-être même une partie du Jurassique.

Il semble que ce soit dans ce deuxième ensemble de marbres chloriteux qu'ont été trouvés quelques rares galets cristallins et granitiques (F. JAILLARD, 1984).

### VII - 4. Remarques paléotectoniques

A l'Aiguille du Fruit, où l'érosion anté-Dogger augmente vers le Nord, les termes sur lesquels repose le Paléocène sont au contraire de plus en plus anciens vers le Sud, indiquant que l'érosion anté-paléocène augmentait vers le Sud (fig. 10). On doit donc envisager un changement de la topographie entre le Jurassique supérieur et le Paléocène supérieur. Cependant, cet événement est très local. La série du Col du Mône par exemple, très érodée avant le Dogger, est dépourvue de marbres chloriteux néocrétacés et le Roc de la Pêche, à faible érosion anté-Dogger, montre une puissante série sénonienne (fig. 10).

Un remaniement paléogéographique très localisé survient donc entre le Jurassique supérieur et le Paléocène supérieur, remaniement qu'on peut éventuellement relier à l'événement médio-crétacé (M. BOURBON, 1980 ; P.C. de GRACIANSKY et al., 1981) ou à des événements plus tardifs, comme le suggère l'apparente érosion des marbres chloriteux sénoniens (fig. 10).

### VII - 5. Les schistes de Pralognan

Les marbres chloriteux du Paléocène supérieur - Eocène inférieur passent progressivement, par enrichissement en argile, puis en quartz détritique, à une formation confuse de calcschistes, schistes, calcaires gréseux et grès carbonatés, baptisée "schistes de Pralognan" (F. ELLENBERGER, 1958). Non datée, cette formation est attribuée au Lutétien et pourrait s'être déposée en milieu hémipélagique (B. BROUDOUX, 1982).

### VII - 6. Conclusion

La présence probable d'érosions durant la lacune du Crétacé inférieur empêche de préciser la durée de celle-ci. La sédimentation reprend au Crétacé moyen (?) ou supérieur et dépose des calcaires argileux pélagiques. Une nouvelle lacune accompagnée d'érosions (Crétacé terminal ? - Paléocène inférieur) précède le dépôt, à partir du Paléocène supérieur - Eocène inférieur, de marnes pélagiques qui passent (au Lutétien?) à des formations détritiques annonçant, dans cette région, les premiers mouvements alpins liés à la collision.

## VIII - CONCLUSION

### VIII - 1. Evolutions sédimentaire et paléotectonique

La série de Vanoise occidentale traduit une évolution sédimentaire et paléotectonique qu'on peut résumer comme suit.

- Au Trias moyen s'installe sur la pénéplaine épivarisque aplanie par le dépôt des grès scythiens (werféniens), une plate-forme carbonatée subsidente, stable et très peu profonde dont les dépôts (500 à 600 mètres de calcaires et dolomies) peuvent être subdivisés en trois cycles transgressifs-régressifs de milieu infra- à supratidal (A. BAUD et J. MEGARD, 1975). Une légère instabilité, d'abord très locale (fin du cycle II), puis plus générale (fin du cycle III) traduit un contexte distensif à la fin de cette période.

Le dernier cycle du Trias moyen (Ladinien supérieur) est surmonté par des dolomies du Carnien basal, puis par des brèches dont certaines scellent localement d'importantes manifestations de tectonique cassante distensive pouvant mener à des érosions de plusieurs dizaines de mètres. Ces brèches, non datées, avaient été attribuées au Carnien inférieur (E. JAILLARD, 1984), mais semblent plus probablement d'âge liasique.

- L'émersion de la zone briançonnaise vers le Lias moyen (M. LEMOINE, 1984) s'accompagne en Vanoise occidentale de l'érosion de presque tout le Trias supérieur. Cette émersion, provoquée par une importante crise de tectonique distensive, se manifeste par de vigoureuses érosions (probablement jusqu'à 1000 mètres), des discordances à grande échelle et le creusement d'un karst localement très développé. La disposition du Trias sous la surface de transgression montre que le domaine était penté, dans son ensemble, approximativement vers le NW et présentait une structure en blocs basculés.

- Les premiers dépôts connus après cette période d'érosion sont des remplissages karstiques et des niveaux très locaux de carbonates continentaux fluviaux ou aériens, non datés. Puis le domaine enregistre, à la suite d'une crise rhexistasique (tectonique et climatique ?), la brusque arrivée de produits d'altération, hyperalumineux le plus souvent (bauxites), mais pélitiques et grés-conglomératiques dans les dépressions (fleuves, deltas). La mise en place de ce détritisme quartzo-alumineux semble dater du Bajocien supérieur ou du Bathonien inférieur. La mer envahit ensuite progressivement une partie du domaine (mer intérieure du "Dogger à Mytilus") et y dépose des calcaires noirs fossilifères datés du Bathonien moyen et supérieur et interprétés comme une séquence transgressive de plate-forme interne.

Vers la limite Bathonien-Callovien, presque tout le domaine s'ennoie rapidement et reçoit une sédimentation de plate-forme plus profonde et plus ouverte (calcaires à éléments figurés) dans laquelle la répartition des faciès (à échinodermes, à oncolithes, à gastéropodes) reflète une topographie non totalement aplanie, à pente héritée de la tectonique liasique.

Pendant ce temps, entre le Bajocien (supérieur ?) et le Callovien, intervient un changement paléogéographique local (surrection) qui provoque une transgression tardive (callovienne) sur des domaines peu érodés lors de l'émersion du Lias moyen-Bathonien.

Vers le Callovien supérieur, une discontinuité sédimentaire (lacune ?) précède le dépôt de calcaires blancs représentant le terme peut-être pélagique de la transgression et attribués au Jurassique supérieur.

- Après une longue lacune vraisemblablement accompagnée d'érosions au cours du Crétacé inférieur, des calcaires argileux pélagiques se déposent à partir du Crétacé moyen (?) ou supérieur.



Une deuxième longue lacune (Crétacé terminal à Paléocène supérieur), accompagnée au moins localement d'érosions sous-marines, est suivie du dépôt d'un deuxième ensemble de marnes pélagiques. La répartition de ce deuxième ensemble montre que, très localement, la morphologie du domaine s'est modifiée (inversion de reliefs), entre le Jurassique supérieur (ou le Sénonien supérieur) et le Paléocène supérieur.

Vers le Lutétien (?), ces marnes passent à une formation détritique (schistes carbonatés et gréseux) enregistrant probablement les premières déformations tectorogéniques alpines.

#### VIII - 2. La Vanoise occidentale, une portion de la zone Briançonnaise

La série de Vanoise occidentale est typique de la zone Briançonnaise (épais Trias carbonaté, émergence-érosion liasique, transgression du "Dogger à Mytilus", sédimentation pélagique lacunaire au Crétacé-Paléocène...). Cependant, elle se différencie assez nettement de celle de la région de Briançon où le Lias et le Trias supérieur sont localement conservés, où il n'existe pas de bauxites, où le Jurassique supérieur montre des faciès profonds ("marbres de Guillestre", calcaires à zones siliceuses) et où le Crétacé inférieur est localement mais assez souvent présent (série de sillon). En revanche, ses caractères sont extrêmement proches de la série Briançonnaise des Préalpes Médiannes et plus particulièrement des Médiannes Rigides (A. BAUD et M. SEPTFONTAINE, 1980), dont la Vanoise occidentale représente très probablement l'équivalent latéral.

#### VIII - 3. La zone Briançonnaise de Vanoise occidentale, un secteur de la marge téthysienne

Les grandes périodes reconnues dans l'histoire sédimentaire de la Vanoise occidentale s'insèrent dans le cadre actuellement connu de l'évolution de la marge téthysienne, en relation avec l'ouverture puis la fermeture de l'océan liguro-piémontais (cf. par exemple : M. BOURBON et al., 1976 ; P.C. de GRACIANSKY et al., 1979 ; A. BAUD et M. SEPTFONTAINE, 1980 ; M. LEMOINE, 1984). Ces relations, maintenant classiques, sont résumées sur la figure 11.

Le Trias moyen, très épais, correspond à la période précéanienne calme, seulement troublée par la crise distensive Carnienne parfois interprétée comme un "rifting avorté". L'émergence liasique, responsable en Vanoise occidentale de l'érosion d'une grande partie du Trias carbonaté, correspond au rifting de l'océan téthysien, lié à l'ouverture de l'Atlantique central, celui-ci repoussant l'Afrique vers l'Est en la séparant de l'Europe. La transgression jurassique traduit l'affaissement de la marge téthysienne en relation avec l'ouverture de la Téthys, dont le plancher océanique apparaît vers la limite Dogger-Malm (LEMOINE, 1984). La période d'expansion qui suit est mal enregistrée dans la zone Briançonnaise et particulièrement en Vanoise, du fait de la réduction de la sédimentation (lacunes, érosions). La reprise de la sédimentation vers le Crétacé moyen - Sénonien inférieur marquerait l'ouverture de l'Atlantique nord qui provoque la fermeture de l'océan liguro-piémontais en repoussant l'Europe vers l'Est à la rencontre de l'Afrique. Enfin, le passage à des formations de plus en plus détritiques à partir du Paléocène supérieur marque le début de la tectonique alpine dans ce secteur.

Fig. 11 : Evolution sédimentaire de la zone Briançonnaise de Vanoise occidentale. Relations avec l'histoire de la marge téthysienne.

Sedimentary evolution of the Briançonnais zone of Western Vanoise. Relations with the Tethyan margin history.

Remerciements : Parmi les nombreuses personnes qui m'ont aidé dans ce travail, je tiens à remercier particulièrement A. BAUD, M. CARON, S. du CHAFFAUT, J. DEBELMAS et J. MEGARD.

## OUVRAGES CITES DANS LE TEXTE

- BAUD A. et MEGARD -GALLI J. (1975). - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX<sup>e</sup> Cong. Intern. Sédim. Nice, 1975, Thème 5, p. 45-52.
- BAUD A. et MASSON H. (1975). - Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais : failles conjuguées et paléokarsts à St-Tryphon. Eclog. Geol. Helv., vol. 68/1, p. 131-145.
- BAUD A., MASSON H., SEPTFONTAINE M. (1979). - Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. Symp. "la sédim. jurassique ouest-europ.", Paris, 1977. Ass. Sedim. Fr., publ. Spec. n° 1 (1979), p. 441-452.
- BAUD A. et SEPTFONTAINE M. (1980). - Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. Eclog. Geol. Helv., vol. 73/2, p. 651- 660.
- BOCQUET J. (1974). - Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. C.R.Ac.Sc., Paris, t. 278, (D), p. 2601-2604.
- 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 inférieur. Thèse Etat, Strasbourg, 1980. 580 p., 2 vol.
- BOURBON M. (1982). - La genèse des calcaires noduleux en Briançonnais (Hautes-Alpes) : une conséquence de l'instabilité tectonique de ce domaine au Malm inférieur. Livre Jubilaire G. LUCAS. "Géologie sédimentaire". Mém. Géol. Univ. Dijon, n° 7, 1982, p. 129-138.
- BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. (1976). - Mesozoic evolution of the Western Alps : birth and developments of part of the spreading oceanic Téthys and of its european continental margin. Symp. : "Structural history of the mediterranean basins". Split. 1976. BIJU-DUVAL B. et MONTADERT L. Ed. Technip, Paris, 1977.
- BROUDOUX B. (1982). - Le secteur du Mont-Bochor en Vanoise (zone briançonnaise, Alpes occidentales). D.E.A. Lille, 1982, 48 p.
- DATCHARRY B. (1982). - Le massif de la Portetta (Vanoise occidentale, Alpes françaises). D.E.A. Lille, 1982, 43 p.
- DEBELMAS J. (1980). - Carte géologique de la France au 250.000°. Feuille Annecy, B.R.G.M.
- DETRAZ G. (1984). - Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pecllet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Grenoble, 1984, 163 p., 1 carte h.t.
- DUMONT T. (1983). - Le chaînon de Rochebrune au SE de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales. Thèse 3<sup>e</sup> cycle Grenoble, 1983, 250 p.
- ELLENBERGER F. (1958). - Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie). Mem. serv. carte géol. France, 1958, 562 p.

- ELLENBERGER F. (1963). - Trias à faciès Briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Coll. Trias, Montpellier, 1961, Mém. B.R.G.M., n° 15.
- ELLENBERGER F. et RAOULT J.F. (1979). - Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (massif de la Vanoise, Savoie). Trav. Sc. Parc Nat. Vanoise, vol. X, p. 37-69.
- FREYTET P. et PLAZIAT J.C. (1978). - Les redistributions carbonatées pédogénétiques (nodules, croûtes, "calcrètes") : les deux types principaux d'environnements favorables à leur développement. C.R.Ac.Sc., Paris, (D), t. 286, p. 1775-1778.
- FURRER U. (1979). - Stratigraphie des Doggers des Ostlichen Préalpes médianes. Eclog. Géol. Helv., vol. 72/3, p. 623-673.
- GOFFE B. (1982). - Définition du faciès à Fe-Mg-Carpholite-Chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de H.P.-B.T. dans les métasédiments alumineux. Thèse Etat, Mem. Sc. Terre Univ. P. et M. CURIE, n° 82.04, Paris, 1982, 2 vol.
- GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., CHARPAL O. de, CHENET P.Y. et LEMOINE M. (1979). - Genèse et évolutions comparées de deux marges continentales passives : marges ibériques de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. Bull. S.G.F., (7), t. XXI, n° 5, p. 663-674.
- GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., LEMOINE M. et SIGAL J. (1981). - The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the Western Tethys and central Atlantic oceans and their continental margins. Eclog. Geol. Helv., vol. 74/2, p. 353-367.
- JAILLARD E. (1984). - Etude géologique des unités Briançonnaises de Vanoise occidentale au SW de Pralognan (Savoie). évolutions sédimentaire et structurale. Thèse 3° cycle, Grenoble, 1984, 212 p., 1 carte h. t.
- JAILLARD E. (1985). - La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone Briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques. C.R.Ac.Sc., Paris, II, sous presse.
- LEMOINE M. (1984). - La marge continentale européenne de l'océan téthysien dans les Alpes occidentales. In : "Marges continentales actuelles et fossiles autour de la France". (G. BOILLOT, coord.). Masson Ed., Paris, p. 155-248.
- MEGARD J. (1975). - In : BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. - Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone Briançonnaise (Alpes françaises). IV° Cong. Intern. Sédim. Nice, 1975, Exc. 5, Livret-guide.
- MEGARD J. et BAUD A. (1977). - Le Trias moyen et supérieur des Alpes occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. B.R.G.M., section IV, n° 3, p. 233-250.
- MERCIER D. (1977). - Les modalités de la transgression jurassique dans la zone Briançonnaise (Région de Briançon, Hautes-Alpes). Thèse 3° cycle, Paris VI, 1977, 351 p.
- SEPTFONTAINE M. (1979). - Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine Briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'après de nouvelles données bio- et lithostratigraphiques. Note préliminaire. Notes Labo. Paléont. Univ. Genève, fasc. 5, n° 3, p. 25-35.
- SEPTFONTAINE M. (1980). - Essai de synthèse du Jurassique Briançonnais des Préalpes médianes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. Manuscrit inédit, Genève, 1980.