

**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
A 1/50 000**

**LANSLEBOURG—  
MONT-D'AMBIN**

par

S. FUDRAL, E. DEVILLE, G. NICOU, D.  
U. POGNANTE, P.L. GUILLOT, E. JAILLARD

**LANSLEBOURG—  
MONT-D'AMBIN**

La carte géologique à 1/50 000  
LANSLEBOURG—MONT-D'AMBIN  
est recouverte par la coupe suivante  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000  
BONNEVAL—TIGNES (N° 179 bis)

Bourg- St-Maurice	Petit- St-Bernard	
Moutiers	Tignes	
Modane	LANSLEBOURG	



**BRGM**

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
LANSLEBOURG—MONT-D'AMBIN À 1/50 000**

**par**

**S. FUDRAL, E. DEVILLE, G. NICOUD,  
U. POGNANTE, P.L. GUILLOT, E. JAILLARD**  
avec la collaboration de  
**J.E. MESTRE, A. TOURY-LEROUGE**

**1994**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

— *pour la carte* : FUDRAL S., DEVILLE E., POGNANTE U., GAY M., FREGOLENT G., LORENZONI S., ROBERT D., NICOUD D., BLAKE C., JAYKO A., JAILLARD E., BERTRAND J.M., FORNO M.G., MASSAZA G. (1994). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lanslebourg–Mont-d'Ambin** (776). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Fudral *et al.* (1994), 94 p.

— *pour la notice* : FUDRAL S., DEVILLE E., NICOUD G., POGNANTE U., GUILLOT P.L., JAILLARD E., avec la collaboration de MESTRE J.E., TOURY-LEROUGE A. (1994). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lanslebourg–Mont-d'Ambin** (776). Orléans : BRGM, 94 p. Carte géologique par S. Fudral *et al.* (1994).

© BRGM, 1994. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1642-6

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	5
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE STRUCTURAL</i>	5
<i>BRÈVE HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION</i>	17
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	23
<i>UNITÉS BRIANÇONNAISES INTERNES</i>	23
<i>UNITÉS PIÉMONTAISES s.s</i>	37
<i>UNITÉS LIGURO-PIÉMONTAISES</i>	44
<i>MATÉRIEL REMANIÉ AU SEIN DES SÉRIES     DE SCHISTES LUSTRÉS DES UNITÉS     PIÉMONTAISES s.s. ET LIGURO-PIÉMONTAISES</i>	49
<i>NAPPE DE LA POINTE DU GRAND-VALLON</i>	50
<i>ÉVAPORITES ET CARGNEULES DES CONTACTS     ANORMAUX</i>	51
<i>QUATERNAIRE</i>	52
<b>MÉTAMORPHISME</b>	56
<b>APERÇU STRUCTURAL</b>	62
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	72
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	72
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	74
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	75
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	75
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	75
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	89
<b>AUTEURS</b>	89
<b>ANNEXE : DESCRIPTION DES PANORAMAS</b>	90
<b>ENCART</b>	
<i>PANORAMAS</i>	
<i>COUPES GÉOLOGIQUES</i>	

## INTRODUCTION

### *CADRE GÉOGRAPHIQUE*

La carte Lanslebourg—Mont-d'Ambin occupe la frange sud-est du département de la Savoie et la bordure ouest de la province de Turin (Régione Piemonte). Elle couvre la Vanoise interne et la chaîne frontière franco-italienne entre l'Arc, en France et la Doire Ripaire, en Italie.

Ce segment des Alpes nord-occidentales offre un relief contrasté. L'essentiel des arêtes rocheuses dépasse 3 000 m d'altitude; le point culminant en est la pointe du Charbonnel en haute Maurienne (3 752 m). La vallée la plus basse s'abaisse jusqu'à 400 m (moyenne Doire Ripaire près de Suse).

Le seul col routier est celui du Mont-Cenis; il emprunte la dépression qu'occupent aujourd'hui le barrage et la retenue du Mont-Cenis. De nombreux autres cols existent; ils nécessitent de longues marches d'approche mais demeurent peu difficiles d'accès. Le col Clapier ou de Savine (2 477 m) permet de franchir le massif d'Ambin; il fut sans doute emprunté par l'audacieux chef carthaginois Annibal en 218 avant J.C. (Lavis-Trafford, 1956). Les cols de l'Autaret (3 212 m) et d'Arnes (3 012 m) permettent de traverser la crête frontière, en haute vallée d'Avérole et de déboucher dans l'ensellement des Stura.

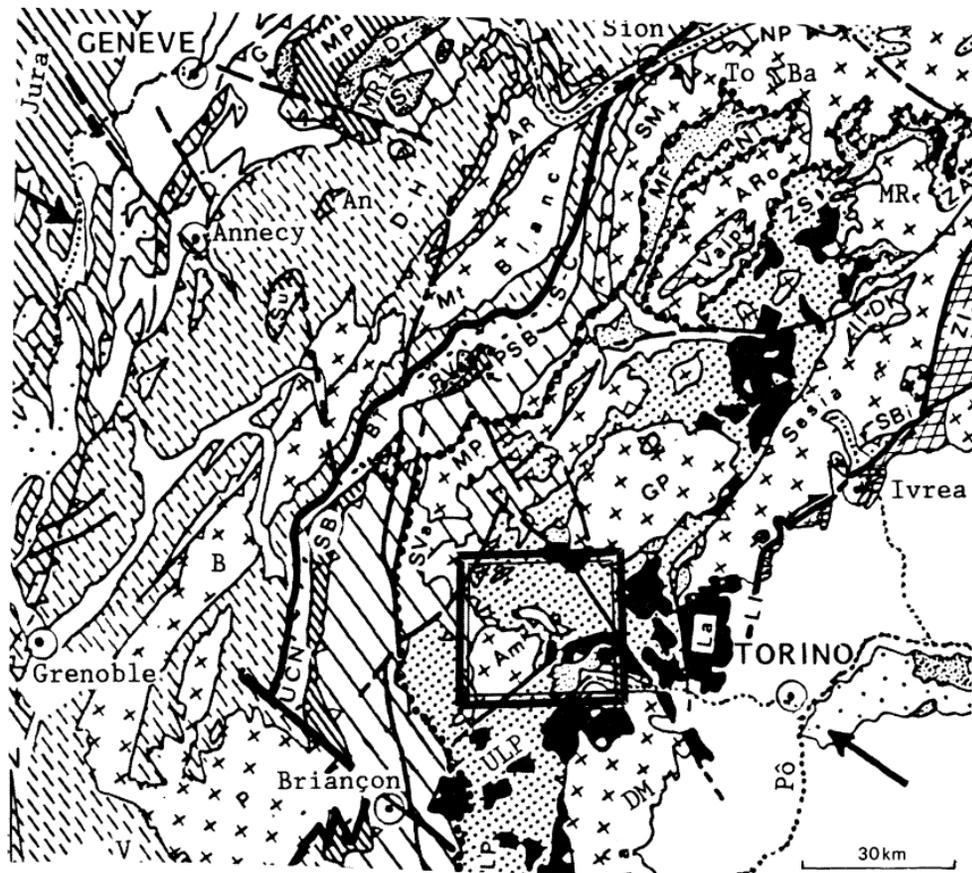
### *CADRE STRUCTURAL*

La feuille Lanslebourg—Mont-d'Ambin appartient aux zones internes des Alpes occidentales. Elle recoupe deux entités structurales majeures (fig. 1) :

- la zone briançonnaise interne, de Vanoise orientale ici;
- la zone des « Schistes lustrés » des auteurs, très largement développée, notamment plus à l'Est dans l'ensellement des Stura (Nicolas, 1966).

Chacune des extrémités de la feuille est formée par les dépendances des massifs cristallins internes de Chasseforêt et d'Ambin à l'Ouest d'une part, du Grand-Paradis et de Dora Maira à l'Est, d'autre part.

La feuille s'inscrit dans le domaine pennique des Alpes graies méridionales. Elle présente une situation structurale intéressante. Tout d'abord, elle appartient en totalité à la ceinture haute pression, polyphasée, des Alpes occidentales. À ce titre peuvent y être analysés de nombreux assemblages métamorphiques de haut grade, témoins des trajets pression-température-temps contrastés des diverses unités qui composent cette ceinture. Ensuite, elle montre des structures liées à



**Fig. 1**  
**Position de la feuille**  
**Lanslebourg-Mont-d'Ambin**  
 dans l'arc alpin nord-occidental  
 (cadre noir)

Le trait épais permet de situer le chevauchement pennique frontal ou C.P.F.

La ceinture métamorphique HP polyphasée à laquelle appartient la feuille Lanslebourg-Mont-d'Ambin est limitée par des pointillés

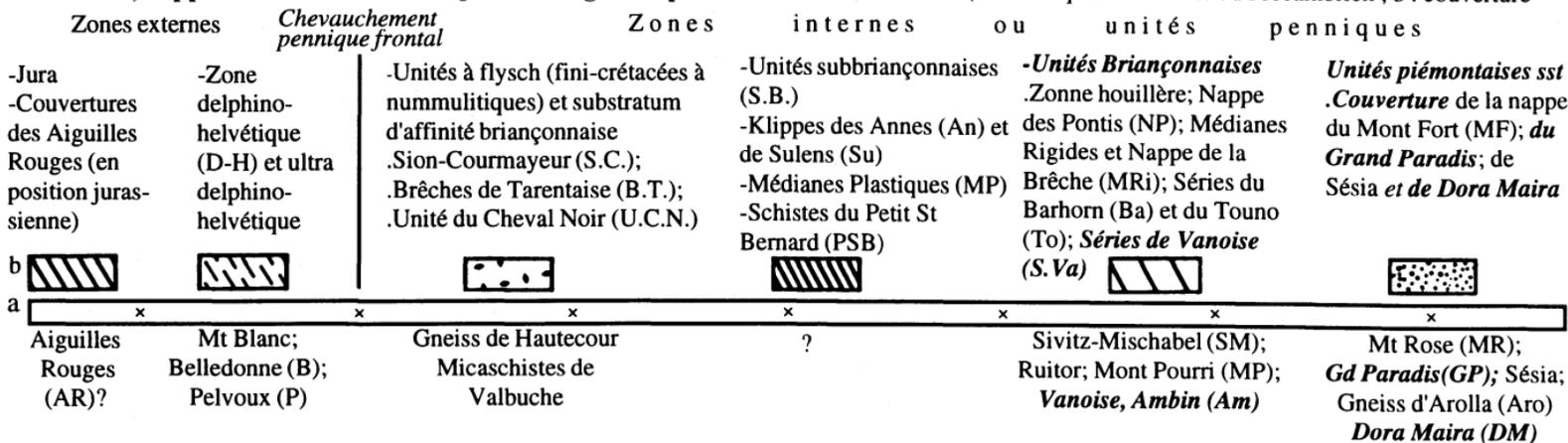
Les unités comprises dans la feuille Lanslebourg-Mont-d'Ambin figurent en gras italique dans la légende du schéma ci-dessous

← → Position du profil  
 ECORS-CROP Alpes



## Domaines, nappes et unités issus de la paléo-marge européenne

a : socles cristallins (Paléozoïque inférieur et/ou Précambrien ; b : couverture



## Nappes et unités issues du paléo-domaine océanique alpin.

Les principaux éléments du substratum ophiolitique sont en noir.

Zones internes ou unités penniques



Zones de Zermatt-Saas Fee (ZS) et d'Antrona (ZA);  
Nappe du Tsaté (NT); Roches vertes du Versoyen (RV);  
*Unités liguro-piémontaises (ULP)*; Schistes de Bio (SBI)?  
Lanzo (La)



Granites permians



Oligo-Miocène



Pliocène et Quaternaire



LI : Ligne insubrienne



Chevauchements majeurs

## Domaines, nappes et unités issus de la paléo-marge sud-alpine



Couvertures alpines : Unités lombardes dont celles du Canavese pro parte



Socle cristallin et paléozoïque supérieur : Kinzigites et strolalites de la zone d'Ivrée (ZI); klippes (IIDK) et Valpelline (Valp)

## Flyschs exotiques d'âge fini-crétacé à paléocène-éocène inférieur



-Nappes du Gurnigel (G); Nappe des Dranses (Dr);  
Nappe de la Sime (Si)  
-*Unité de la Pointe du Grand Vallon en Maurienne*  
-Flyschs du Mont Ferrato près de Turin

la fermeture du paléocéan alpin et à la collision des anciennes marges de cet océan (voir panoramas en encart).

Le schéma structural de la région (voir carte et fig. 2) est organisé autour de trois ensembles lithostructuraux (Deville, 1987; Fudral *et al.*, 1987) :

- un ensemble d'unités issues de l'ancienne marge européenne, dans lequel on sépare les unités briançonnaises internes et les unités de schistes lustrés piémontais ou unités piémontaises *s.s.* ;
- un ensemble d'unités issues de l'ancien domaine océanisé téthysien. Il regroupe toutes les unités de schistes lustrés ophiolitifères ou unités liguro-piémontaises ;
- un ensemble d'unités sommitales issues vraisemblablement d'une nappe unique, la nappe de la pointe du Grand-Vallon (Deville, 1986a). Un flysch terrigène, d'âge crétacé terminal, constitue ces dernières unités dont la base originelle n'est pas connue.

### **Unités issues de la paléomarge européenne**

#### **Unités briançonnaises internes**

Elles constituent la bordure interne de la zone briançonnaise au contact avec les nappes de schistes lustrés. Comme sur toute l'étendue de la chaîne alpine, trois caractères assez constants marquent bien cet ensemble. Morphologiquement tout d'abord, l'important développement des séries triasiques, siliceuses puis dolomitiques, lui confère des paysages particuliers riches en falaises tantôt sombres, tantôt claires ; stratigraphiquement ensuite, c'est le domaine par excellence des successions jurassico-crétacées condensées dont l'originalité a été analysée et discutée en Vanoise par F. Ellenberger (1958, 1968) ; tectoniquement enfin, l'édifice structural est fortement influencé par le comportement des évaporites fini-triasiques.

La zone briançonnaise a valeur de zone haute pendant le Mésozoïque, même si des grabens ou des demi-grabens locaux enregistrent au début du Jurassique une puissante sédimentation turbiditique essentiellement calcaire.

La plupart des auteurs (Caron et Gay, 1977; Deville, 1986a, 1987; Dondey, 1986; Jaillard *et al.*, 1986) s'accordent pour distinguer, sur la transversale de Vanoise, trois ensembles fondamentaux d'unités briançonnaises internes. Il s'agit, de l'extérieur vers l'intérieur :

- des unités pré-Grande-Motte ;
- de l'unité de la Grande-Motte ;
- des unités ultra-Grande-Motte.

Cependant, l'attribution des diverses unités structurales au premier ou au dernier de ces ensembles n'est pas toujours chose aisée. Les critères retenus pour ce classement (position structurale relative de l'unité et/ou évolution géodynamique post-triasique, notamment au

Jurassique inférieur) n'autorisent pas à trancher définitivement. Et ce problème se pose tout spécialement pour les unités du secteur d'Ambin.

Initialement caractérisée par F. Ellenberger (1958), la série de la Grande-Motte possède un puissant Lias, stratigraphiquement intercalé dans une succession typiquement briançonnaise. De ce fait, la position structurale de cette unité a donné lieu à diverses propositions : unité charnière entre le domaine briançonnais et celui des schistes lustrés (Ellenberger, 1958), ou même unité piémontaise (couverture décollée du massif du Grand-Paradis : Elter, 1972). J.M. Caron et M. Gay (1977), en revanche, attribuent une position intra-briançonnaise et pré-Ambin à cette unité, sans toutefois préciser la classification des unités pré-Grande-Motte. E. Deville (1986, 1987) confirme la position ultra-unités de type Val-d'Isère, mais intra-briançonnaise malgré tout, de l'unité de la Grande-Motte, après réexamen du cadre structural de cette unité dans les secteurs sud-est et nord-ouest de Val-d'Isère.

Un tel schéma ne s'accorde pas avec les conceptions récentes de E. Jaillard *et al.*, (1986) selon lesquelles les unités dites de Val-d'Isère—Ambin se rangent dans l'ensemble le plus interne.

En l'absence d'éléments clairement mesurables et compte tenu de ce que l'on a pu établir ailleurs, en domaine peu ou pas métamorphique, de l'organisation structurale du Briançonnais (Bourbon, 1980), il a paru raisonnable de ne pas différencier les unités briançonnaises internes, hormis celle de la Grande-Motte.

● **Unité de la Grande-Motte.** Elle n'apparaît que dans l'angle nord-ouest de la feuille où elle forme les contreforts nord de la pointe de Lanserlia et du plateau du Turc. Elle repose à la fois sur des lambeaux d'unités de type Val-d'Isère et sur le socle des unités de type Lombards—mont Pourri.

● **Autres unités briançonnaises internes.** Elles occupent essentiellement la frange ouest de la feuille et apparaissent ou bien sous l'unité de la Grande-Motte, ou bien sous ou tectoniquement intercalées dans les nappes de schistes lustrés liguro-piémontais (fenêtre de Lanslebourg, demi-fenêtre d'Ambin et « digitations » de l'Iseran et du Mont-Cenis).

Dans cet ensemble, les unités suivantes sont remarquables :

— les *unités de type Lombards—mont Pourri* (Deville, 1986a, 1987). Elles prolongent les unités de même nom définies sur la feuille Tignes (Deville *et al.*, 1991) mais demeurent ici réduites à leurs seuls termes pré-triasiques (gneiss et micaschistes gris bleuté et schistes chlorito-albitiques à patine vert sombre).

Elles possèdent une couverture alpine réduite par la base (*cf.* feuille Tignes à 1/50 000). Ce sont en effet des termes carbonatés, rapportés au Jurassique moyen-supérieur, qui recouvrent directement le substratum micaschisteux (série du plateau de la Réchasse—Roche de la Queua, de type Acceglio ou « ultra-briançonnaise » : Raoult *et al.*, 1984 ; Deville, 1986a, 1987 ; Jaillard, levés inédits) ;

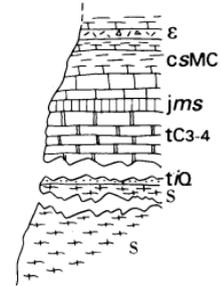
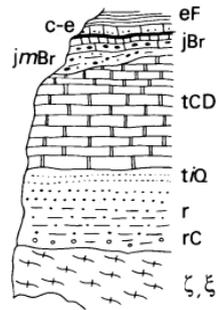
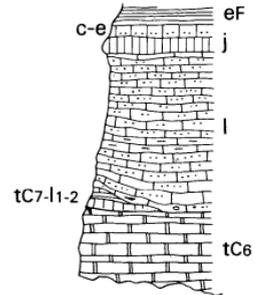
# UNITÉS ISSUES DE LA PALÉOMARGE EUROPÉENNE

## UNITÉS BRIANÇONNAISES INTERNES

## UNITÉS PIÉMONTAISES S.S.

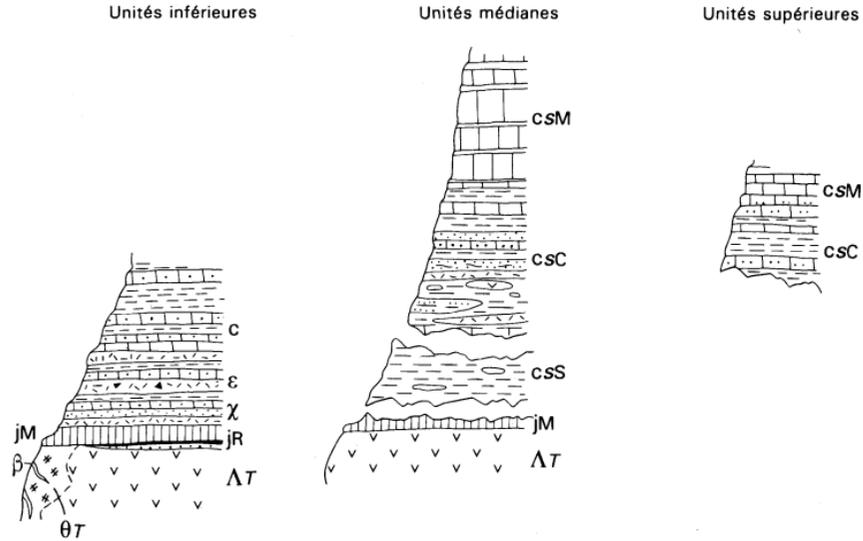
Unité de la Grande-Motte

Unité de type autre que Grande-Motte



UNITÉS ISSUES DE L'OcéAN Téthysien

UNITÉS LIGURO-PIÉMONTAISES



NAPPE DE LA POINTE  
DU GRAND-VALLON

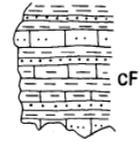


Fig. 2 - Colonnes lithostratigraphiques synthétiques  
(indices : cf. légende de la carte)

— les *unités de type Val-d'Isère*. Elles peuvent être analysées dans l'angle nord-ouest de la feuille, sous l'unité de la Grande-Motte ainsi qu'au niveau de la fenêtre de Lanslebourg.

Exclusivement constituées de termes métasédimentaires mésozoïques et cénozoïques, leur caractère remarquable réside dans le fait que les assises post-liasiques reposent sur les niveaux carbonatés du Trias moyen-supérieur (Ellenberger, 1958; Marion, 1984; Deville, 1986a, 1987);

— les *unités de type Ambin*. Cantonnées dans l'angle sud-ouest de la feuille, elles apparaissent structurellement au cœur et sur les bordures septentrionale et orientale de la voussure tardive du massif cristallin d'Ambin.

Certaines unités comportent un substratum préalpin (socle d'Ambin) et une couverture métasédimentaire allant du Permien (?) à l'Éocène probable, dont les termes mésozoïques et cénozoïques sont réduits en épaisseur et riches en niveaux condensés et en brèches (massif de Bellecombe).

Toutefois, l'homogénéité structurale de ce dernier ensemble n'est sans doute qu'apparente. Les successions détritiques attribuées au Permien sont parcourues de plans de cisaillement dont l'importance reste mal connue à ce jour (Petiteville et Rivoirard, 1962; Gay, 1971; voir panoramas du massif de Bellecombe et du versant ouest du mont Giusalet, en encart). D'autres unités sont totalement désolidarisées de leur substratum originel et n'offrent que leurs termes médio-jurassiques (?) à éocènes, généralement riches en brèches. À Gran Scala, le matériel métasédimentaire, fortement plissé, jalonne le contact séparant le Briançonnais des schistes lustrés; à la Punta Toasso Bianco, ce même matériel, décollé des formations permienes, participe à des mégaplis serrés avec les mêmes schistes lustrés.

### **Unités piémontaises s.s.**

Elles rassemblent des unités de socle antéalpin (massifs cristallins internes du Grand-Paradis et de Dora Maira) et des unités de couverture alpine.

Elles apparaissent systématiquement en fenêtre, sous les unités liguro-piémontaises inférieures, au cœur et en bordure de voussures fini- à tardi-tectoniques.

Dans l'angle nord-est de la feuille, il s'agit de l'unité du Grand-Paradis, uniquement représentée ici par son socle, et d'unités de couverture sus-jacentes, minces et dilacérées, observables sur le revers nord de la pointe Tonini d'une part et de la Punta Albaron di Sea d'autre part.

Dans l'angle sud-est de la feuille, on a séparé les lames et écailles de socle du massif de Dora Maira des unités de couverture alpine, dont celle de Susa—Chianocco qui arme l'essentiel des pieds de versants.

● **Unité du Grand-Paradis.** Les formations métamorphiques qui la composent prolongent celles définies sur la feuille Tignes par E. Deville *et al.* (1991). On retrouve en effet les orthogneiss du Grand-Paradis, datés à 300-350 Ma (Pangaud *et al.*, 1957; Buchs *et al.*, 1962; Chessex *et al.*, 1964), intrusifs dans une série paramétamorphique plus ancienne, d'âge inconnu. Ces granitoïdes tardi-varisques sont ici également intrusifs dans une lame gabbroïque qui pourrait ou bien appartenir à la série ancienne, ou bien s'être mise en place avant l'intrusion granitique (Biino et Pognante, 1989). Il s'agit là de la première mention de l'existence d'intrusions basiques dans le matériel des massifs cristallins internes.

● **Écailles de socle de la frange nord du massif de Dora Maira.** Le trait commun des micaschistes et des gneiss qui les composent est la constante liaison des roches à caractères éruptifs avec celles à caractères détritiques (ensemble du Dronero de P. Vialon, 1966; Pognante, 1980). On aurait donc affaire à une ancienne succession volcano-détritique acide. Toutefois, pour G. Bortolami et G.V. Dal Piaz (1970), l'essentiel de ces roches dériverait d'un matériel purement granitique, d'âge pré-westphalien. Plus précisément, leur âge serait similaire à celui des métagranitoïdes du mont Rose et du Grand-Paradis (Dal Piaz *et al.*, 1985).

Les limites séparant les paraschistes du matériel orthodérivé restant encore mal connues à ce jour, aucune distinction de faciès n'a été tentée sur la carte.

● **Unités de couverture alpine.** Ce sont des métadolomies triasiques et des calcschistes d'âge crétacé supérieur basal, probable ou démontré, qui constituent l'essentiel de ces unités, souvent tectoniquement débitées en plusieurs sous-unités.

Localement, d'anciennes assises volcano-détritiques (« prasinites ») s'intercalent stratigraphiquement dans les successions calcschisteuses.

Par leur évolution anté-Crétacé supérieur, ces unités s'apparentent très fortement à celles d'un bas de marge passive, de type briançonnais interne, décrites par exemple en Vanoise orientale (Deville, 1987, avec références).

L'importance de l'érosion anté-Jurassique moyen-supérieur et l'absence du Crétacé inférieur sont typiques à cet égard. En revanche, ces unités sont originales par leur évolution fini-crétacée. Par l'origine des calcschistes qu'elles comprennent (formations synorogéniques de type flysch, à détritisme mixte, océanique et continental), par l'âge de ces calcschistes et par leur forte épaisseur, ces unités appartenaient, au Crétacé supérieur, à un bassin contemporain de la tectonisation d'un plancher ophiolitique (Marthaler *et al.*, 1986).

### **Unités issues de l'océan téthysien (ou unités liguro-piémontaises)**

Elles naissent avec l'ouverture téthysienne et l'individualisation, dès le Jurassique moyen, d'un bassin marin à croûte océanique, la branche ligure de la Téthys (Lemoine, *in* Boillot *et al.*, 1984).

La nature et la structure du fond océanique liguro-piémontais connues à ce jour ne s'intègrent pas dans les modèles classiques de croûte océanique. Généralement en effet, les premiers sédiments cachètent un fond déjà structuré, essentiellement constitué de serpentinites et de rares gabbros. Et les coulées basaltiques ne sont ni puissantes, ni omniprésentes (Lagabrielle *et al.*, 1984). Toutefois, les découvertes récentes effectuées tant en Méditerranée (mer Tyrrhénienne, ODP Leg 107 : Rehaut, 1986), que dans l'Atlantique central (Lagabrielle et Cannat, 1990), laissent penser que seuls les premiers stades de l'expansion du paléo-fond téthysien sont bien représentés dans les diverses séries de schistes lustrés. L'océan alpin n'a donc jamais dû atteindre des dimensions considérables.

Les données lithostratigraphiques et structurales jointes aux caractéristiques métamorphiques et radiochronologiques connues à ce jour (Bocquet *et al.*, 1974 ; Chopin, 1979 ; Chopin et Maluski, 1980 ; Robert, 1979 ; Pognante, 1980, 1983, 1984, 1985, 1989 ; Deville, 1986, 1987, 1989 ; Fudral *et al.*, 1977, 1987 ; Marthaler *et al.*, 1986), autorisent à distinguer trois ensembles superposés distincts d'unités liguro-piémontaises : un ensemble inférieur, un médian et un supérieur.

Un tel découpage est homogène tout le long de l'arc alpin nord-occidental, depuis le Queyras au Sud jusqu'en Valais suisse, en passant par les Alpes de Savoie (Deville *et al.*, 1992).

Des problèmes de limites d'unité et d'attribution subsistent malgré tout. La base ophiolitique originelle de certaines unités est extrêmement dilacérée (unités médianes), ou généralement absente (unités supérieure). L'attribution de ces unités au paléo-domaine océanique est alors discutable. U. Pognante (1980) admet l'origine continentale de certaines unités de schistes lustrés dépourvues de semelle océanique, du fait qu'elles comprennent des niveaux acides sédimentaires ou volcaniques. Un exemple clair, analysé en Queyras (Caby *et al.*, 1971 ; Saby *et al.*, 1988), démontre que cet argument n'est pas probant.

#### **Unités inférieures**

Elles forment la première enveloppe de « schistes lustrés ophiolitifères » des massifs cristallins internes du Grand-Paradis et de Dora Maira et de leurs couvertures décollées (unités piémontaises *s.s.*).

Limitées à la partie est de la feuille, elles connaissent leur maximum de développement, plus à l'Est encore, dans l'ensellement des Stura.

Dans ces unités, le paléo-plancher ophiolitique est épais et essentiellement formé de serpentinites. Il supporte stratigraphiquement une couverture métasédimentaire dont des schistes lustrés riches en métabasites (anciens niveaux volcaniques et volcano-détritiques) et en métacherts.

E. Deville (1987) suppose l'existence du Crétacé supérieur à faible distance du paléo-plancher océanique, à partir de l'observation de sections de foraminifères planctoniques dans ces schistes lustrés. La série doit, de toutes façons, se limiter au Crétacé supérieur puisque l'apex du métamorphisme « éoalpin » s'est traduit ici par des paragneèses à faciès éclogitique, précisément datées du Crétacé supérieur (Bocquet *et al.*, 1974; Chopin et Maluski, 1980).

Ces unités océaniques inférieures sont les équivalents latéraux de la zone de Zermatt—Saas Fee en Valais et de l'unité du Viso en Queyras (Deville *et al.*, 1992).

### Unités médianes

Elles forment la majorité des versants de l'Arc en haute Maurienne et demeurent les plus représentées sur le territoire de la feuille Lans-lebourg—Mont-d'Ambin. Superposées aux unités précédentes et plissées avec elles, elles participent également à de longues et minces structures ductiles, souvent spectaculaires, avec le matériel des unités Briançonnaises internes.

La base stratigraphique originelle de ces unités n'est pas connue avec certitude. On lui rattache cependant les écaïlles à matériel basique et ultrabasique qui jalonnent assez régulièrement leur contact basal. Ces éléments de semelle tectonique sont formés de serpentinites surmontées stratigraphiquement par des marbres gris-bleu, à clastes de serpentinites, attribuables au Jurassique terminal (et au Berriasien?). On peut les observer aisément dans deux carrières proches de Termignon (la Girarde et les Sallanches sur la feuille Modane à 1/50 000), ou bien sur le revers sud du mont Froid ou sur les pentes ouest du Lamet (cette feuille).

D'une manière générale, ces unités sont donc essentiellement constituées de schistes lustrés. Ils appartiennent à trois formations distinctes et vraisemblablement successives.

La première, repérable par l'importance que prennent des schistes noirs ou noir-rouille, arme la ligne de crête de la rive droite de l'Arc dans le secteur de Méan-Martin. La deuxième correspond à des calcschistes sombres et des marbres et forme l'essentiel des versants de l'Arc en haute Maurienne. Toutes deux renferment d'abondants horizons détritiques et des corps olistolitiques d'origine mixte, océanique (arénites et blocs de gabbros et de serpentinites) et continentale (arénites siliceuses et arkosiques et blocs de quartzites ou de dolomies).

La troisième est faite de puissants ensembles de marbres clairs, à interlits calcschisteux minces et pauvres en apports détritiques grossiers. Elle constitue l'ossature de la ligne de crête Rocciamelone—pointe de Ronce sur le flanc est du bassin du Mont-Cenis.

Ces formations renferment des restes de foraminifères planctoniques caractérisant un âge recouvrant le Cénomaniens, le Turonien et sans doute la base du Sénonien. Toutefois, l'existence du Crétacé inférieur ne peut être écartée.

L'apex du métamorphisme alpin s'est traduit dans ces unités par des paragenèses à faciès schiste bleu de basse température d'abord, de haute température ensuite.

### **Unité supérieure**

Elle fait partie de l'ensemble des unités supérieures définies dans ce secteur. D'extension très limitée sur la feuille Lanslebourg, elle apparaît sous forme d'une klippe culminant à la pointe du Lamet (3 504 m). Il est probable, en revanche, que l'on retrouve de telles unités sur le revers occidental du massif d'Ambin (feuille Névache).

L'appartenance de cette unité au paléo-domaine océanique téthysien serait conjecturale si le matériel métasédimentaire qui la constitue ne traduisait une évolution assez semblable à celle des séries des unités océaniques médianes. Comme sur la feuille Tignes (Deville *et al.*, 1991), elle repose sur les unités précédentes.

Ce type d'unités est remarquable par la faible intensité des recrystallisations métamorphiques qu'elles présentent, attribuables toutefois au faciès schiste bleu de basse température.

### **Nappe sommitale de la pointe du Grand-Vallon**

Mise en évidence par E. Deville (1986b), cette nappe couronne l'édifice structural du secteur en rive droite de l'Arc. Elle repose tectoniquement tantôt sur les unités océaniques médianes, tantôt sur les unités supérieures, tantôt enfin sur les unités briançonnaises internes (feuille Tignes notamment). Elle se distingue des autres unités de schistes lustrés par trois caractères principaux :

- la base stratigraphique originelle de l'unité n'est pas connue. Avec les unités océaniques supérieures, elle aurait pu participer à une nappe unique. À l'heure actuelle cependant, aucun contact stratigraphique normal n'a été observé à leur limite ;
- le faciès des schistes lustrés qui la constituent est bien différent de celui des autres formations décrites précédemment. Il s'agit en majeure partie de quartzites et de schistes noirs pélitiques riches en concentrations métallifères. Cette richesse en fer confère à l'ensemble une patine brun-rouille. On notera en outre l'absence de détritisme d'origine océanique ;

— les fantômes de foraminifères planctoniques découverts dans cette formation caractérisent un âge maastrichtien supérieur (Deville, 1986).

Compte tenu du fait que la formation de la pointe du Grand-Vallon est plus jeune que les autres formations de schistes lustrés d'une part, et que ces dernières connaissent vraisemblablement déjà des déformations synmétamorphes au moment de son dépôt d'autre part, on peut concevoir qu'elle se soit déposée sur la suture du domaine océanique téthysien.

Du point de vue du métamorphisme, la nappe présente une évolution similaire à celles des unités océaniques supérieures et des unités briançonnaises internes (Deville, 1987). Des assemblages HP-BT précèdent en effet les paragenèses rétromorphiques du faciès schiste vert. L'âge de ces recristallisations est nécessairement cénozoïque et sans doute contemporain du métamorphisme dit mésoalpin qui affecte les unités briançonnaises internes.

Ainsi, au métamorphisme près, la formation de la pointe du Grand-Vallon est à comparer au Flysch à helminthoïdes *s.s.* avec lequel elle peut être corrélée, par son faciès et par son âge.

## *BRÈVE HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION*

### **Histoire antéalpine**

Elle est établie à partir de l'analyse des socles antétriasiques qui constituent les massifs cristallins internes. Il s'agit d'une part des socles briançonnais, dits de Vanoise—Ambin (retombée orientale du dôme de l'Arpont et groupe de la Clarea dans le massif d'Ambin), d'autre part des socles des unités piémontaises *s.s.* (massifs de Dora Maira et du Grand-Paradis).

Les nombreux travaux déjà publiés se sont souvent attachés à la reconstitution alpine de ces socles, la signification et surtout l'histoire hercynienne restant à peu près méconnues. Des études en cours (Guillot et Deville, 1988), s'appuyant sur des travaux récents (Baudin, 1987; Détraz, 1984; Détraz et Loubat, 1984; Guillot, 1987; Guillot *et al.*, 1986; Desmons et Ploquin, 1989) ou plus anciens (Caby, 1968; Bocquet, 1974a et b; Gay, 1971; Lorenzoni, 1968) montrent pourtant que l'évolution de ces massifs, tout comme celle des massifs cristallins externes d'ailleurs, peut s'inscrire dans le même cadre que celle des massifs de la zone interne du segment hercynien de l'Europe moyenne (zone ligéro-moldanubienne) dont l'histoire tectonique et métamorphique est précoce et parfaitement calée entre 430-400 et 340 Ma (mise en place d'un édifice de nappes avec quatre unités superposées : « autochtone relatif », « unité des gneiss inférieurs », « unité des gneiss supérieurs », « unité supérieure épizonale »). Le métamorphisme polyphasé comporte un épisode principal de type barrowien (Guillot *et al.*, 1983; Ledru *et al.*, 1989).

Dans le dôme de l'Arpont, les successions lithologiques — gneiss micacés et micaschistes, orthogneiss, et surtout amphibolites et leptynites associées — sont celles définissant en Massif central l'unité inférieure des gneiss, tandis que les faciès d'Ambin, plus monotones (micaschistes et gneiss gris quartzo-feldspathiques) quoique très fortement « alpinisés », évoquent plutôt l'unité supérieure des gneiss. Dans ces socles, le métamorphisme alpin de haute pression a parfois conservé les traces d'un métamorphisme ancien barrowien de faciès amphibolite (?) — reliques de grenat almandin, biotite, staurotide, disthène — atteignant peut être l'anatexie dans le massif d'Ambin.

Dans le massif du Grand-Paradis, le socle est essentiellement granitique, mis en place entre 300 et 350 Ma, avec deux faciès principaux (Guillot et Deville, 1988) : monzonitique, porphyroïde à biotite, sub-alcalin leucocrate. Les granites traversent, aux environs de Bonneval (feuille Tignes), un ensemble de micaschistes dont certains faciès s'apparentent à ceux de l'Arpont. Ces granites rappellent beaucoup les granites carbonifères du Massif central — l'analogie est frappante avec le massif de la Margeride — qui post-datent la mise en place des nappes.

Comme on l'observe dans la zone interne hercynienne, sur le socle cratonisé, puis granitisé, vont se développer ensuite, au Carbonifère supérieur puis au Permien, des dépôts à signature molassique dans des bassins limités par des failles « actives » jouant en décrochement ou par des failles normales : ce pourrait être le cas des sédiments terrigènes du groupe d'Ambin attribué au Permien. Ces dépôts traduisent l'érosion des reliefs « hercyniens », la pénéplanation du socle étant achevée à l'aube du Trias, époque pendant laquelle il devait présenter, avant l'ouverture téthysienne, une image proche de celle qu'offrent actuellement les domaines hercyniens du Massif central, de Vendée ou de Bretagne.

### **Histoire alpine**

Elle se résume selon le schéma classique d'évolution d'un océan. Les paléogéographies successives et les tectoniques superposées obéissent à la cinématique des plaques. On peut décomposer cette histoire en deux épisodes majeurs successifs :

- le premier correspond à la naissance progressive de l'océan et à l'individualisation de ses marges. Il couvre l'espace de temps compris entre le Trias et le Crétacé inférieur ;
- le second est commandé par la fermeture du domaine océanisé. Il conduit au rapprochement des deux paléomarges et à leur collision pendant le Crétacé supérieur et l'Éocène inclus.

### **La naissance de l'océan**

Elle s'effectue en plusieurs étapes aux dépens d'une plate-forme installée sur la chaîne varisque arasée, vraisemblablement sur la zone

de suture (ou des sutures). Elle conduit à la première paléogéographie alpine.

Vers la fin du Trias, puis aux limites de l'Hettangien et du Sinémurien d'une part, Domérien—Toarcien d'autre part (Lemoine, 1984, 1985), la plate-forme carbonatée est découpée par un système de failles normales en de multiples horsts et grabens synsédimentaires. L'unité de la Grande-Motte naîtra de cette évolution en blocs crustaux basculés. D'épais sédiments détritiques d'âge sinémurien se déposent en effet, en légère discordance et dans un étroit graben, sur les formations rhéto-hettangiennes.

Ces étapes du rifting téthysien préforment les marges de l'océan, notamment celle située du côté de l'Europe qui seule intéresse la feuille Lanslebourg—Mont-d'Ambin.

L'amincissement crustal, consécutif aux tectoniques distensives, induit une remontée du manteau sous-continentale et corrélativement des fusions partielles du matériel ultrabasique. La cristallisation des magmas obtenus, toujours en conditions sous-crustales et dans de petites chambres magmatiques très localisées, aurait donné naissance aux nombreux corps gabbroïques intrusifs connus dans les ultrabasites. En Queyras, la mise en place de tels ensembles a pu être datée de la fin du Trias (Carpéna et Caby, 1984).

Ces trois premières crises majeures répondent aux mouvements du bloc continental de la Pangée, en cours de fragmentation à la fin du Trias et au début du Jurassique.

Avec la fin du Jurassique moyen et le début du Malm se produisent la mise à jour du matériel mantellique et l'individualisation progressive d'une aire océanique. Ainsi se dessine la première paléogéographie alpine différenciée. Le domaine océanisé se structure.

Les ajustements tectoniques induisent une sédimentation détritique (brèches ophiolitiques, arénites basiques). L'expansion océanique s'amorce avec la mise en place de coulées volcaniques et le dépôt de sédiments fins, siliceux puis carbonatés.

L'âge des premières radiolarites sus-jacentes au fond océanique est d'une manière générale limité au Callovien (moyen?) — Kimméridgien inférieur (Squinabol, 1912; De Wever et Caby, 1981; De Wever *et al.*, 1987; Schaaf *et al.*, 1985).

De ce domaine naîtra la totalité des unités liguro-piémontaises.

Les marges de cet océan sont également achevées. Au dépôt en discordance de formations carbonatées, souvent bréchiques pendant le Dogger supérieur, succède une sédimentation pélagique qui se généralisera pendant le Malm et la base du Crétacé inférieur. Du côté de l'Europe, toutes les futures unités briançonnaises internes et pié-

montaises *s.s.* portent l’empreinte de la discordance du Jurassique moyen; elles ne peuvent être différenciées à cette époque; elles appartiennent à une même marge passive achevée.

Le point le plus remarquable de cette évolution demeure le développement généralisé, aussi bien sur la marge que dans l’océan, à la limite Jurassique—Crétacé, de calcaires à grain très fin. Cet épisode estompe, au moins momentanément, la différence paléogéographique marge-océan.

Du point de vue de la cinématique des plaques, cette époque est celle de l’expansion de l’océan ligure, calquée sur celle de l’Atlantique central, qui s’ouvre progressivement par coulissement entre une marge apulo-adriatique et une marge européenne.

### **La fermeture de l’océan ligure et ses conséquences**

À l’aube du Crétacé supérieur, une paléogéographie nouvelle se met en place.

Une puissante sédimentation de type flysch, riche en produits de remaniement d’origine mixte, continentale et océanique (olistolites, brèches et arénites siliceuses, dolomitiques et basiques-ultrabasiques) se développe dans un ou plusieurs bassins qui intéressent à la fois l’aire océanisée (futurs unités liguro-piémontaises) et l’extrême bordure de la paléomarge européenne (futurs unités piémontaises *s.s.*).

Ce premier type de schistes lustrés, dans lesquels une microfaune planctonique du Cénomano-Turonien a pu être mise en évidence (Marthaler *et al.*, 1986; Deville, 1987; Fudral *et al.*, 1987), témoigne en faveur d’une tectonique importante, de nature compressive. Il souligne le début de la fermeture de l’océan téthysien, attestée par ailleurs par les âges radiométriques des minéraux de métamorphisme de haute pression-basse température, mesurés aussi bien sur des matériaux de la marge que sur ceux de l’océan et situés la plupart du temps vers 100-110 Ma. De cette époque date la première ceinture métamorphique alpine.

En contraste, sur le reste de la bordure de la paléomarge européenne (futurs unités Briançonnaises internes), une sédimentation pélagique se poursuit.

Cette paléogéographie nouvelle résulte d’une modification de la cinématique des plaques. L’ouverture de l’Atlantique sud provoque une rotation du bloc africain vers le Nord et le Nord-Ouest, à la rencontre de l’Europe. L’expansion de l’océan téthysien s’achève. Le régime de la collision est annoncé.

La collision est vraisemblablement réalisée peu avant la fin du Crétacé supérieur. Elle est en tout cas scellée par un deuxième type de schistes lustrés, dépourvus d’éléments détritiques ophiolitiques :

les schistes lustrés de la pointe du Grand-Vallon, datés paléontologiquement du Crétacé terminal. Cette étape s'intègre dans le cadre général de celle qui préside au dépôt du Flysch à helminthoïdes (d'âge fini-crétacé); elle est contemporaine d'une deuxième ceinture métamorphique réalisée en condition HP-BT et datée radiochronologiquement vers 80-65 Ma.

Le domaine des futures unités briançonnaises internes n'est pas encore affecté par cette révolution fini-crétacée. Toutefois, aux séries pélagiques et condensées peuvent localement correspondre des accumulations bréchiqes. En outre, un flysch sombre, parfois riche en éléments détritiques, va leur succéder.

L'aventure marine du secteur s'achève pendant l'Éocène. Les édifices structuraux de schistes lustrés (des deux ceintures précédemment réalisées), sont charriés sur le domaine briançonnais interne puis déformés avec ses matériaux constitutifs.

L'empilement progressif des unités lithostratigraphiques conduit à un élargissement de la ceinture métamorphique alpine (âges radiométriques proches de 38-40 Ma). Il conduit sans doute aussi à un édifice orogénique élevé, compensé petit à petit par le jeu de failles normales profondes et par l'érosion.

Les déformations les plus récentes, en général des voissures à grand rayon de courbure, viennent compliquer la structure générale de l'ensemble.

L'époque récente est encore celle des réajustements tectoniques et de l'érosion active. La plupart des vallées s'ouvrent en se surimposant aux objets tectoniques de toutes tailles, qu'il s'agisse de structures tardives de réajustement (fractures profondes) ou de structures plus anciennes (contacts anormaux à évaporites et cagneules).

L'évolution morphologique et sédimentaire de ces vallées, donc leur image actuelle, est fondamentalement commandée par le phénomène glaciation-déglaciation.

### **Histoire quaternaire**

Identifiable au travers des dépôts quaternaires variés observables sur cette feuille, elle ne débute qu'à partir de la dernière glaciation du Würm. Celle-ci est surtout caractérisée par l'érosion qu'elle a engendré dans toutes les vallées.

La *moraine* qu'elle a déposée, la plupart du temps en placages uniformes, n'est conservée qu'en pied de versant ou sur quelques épaulements épargnés par l'érosion ultérieure. Sa puissance est sans rapport avec le matériel déblayé.

Au cours du retrait glaciaire final, une modeste récurrence a pu être identifiée à l'aval de Lanslevillard, dans la vallée de l'Arc. Elle coiffe une *sédimentation glacio-lacustre* dans le lac proglaciaire de Lanslebourg. Après un stationnement important au Villaron de Bessans, où deux arcs frontaux dominant le paysage, le glacier wurmien s'est retiré vers les hauts cirques dans la vallée de l'Arc. Dans la grande vallée de la Doire Ripaire, le retrait s'est effectué sans arrêt majeur jusque dans les cirques d'altitude. Ceux-ci ont alors fonctionné très récemment, au petit âge glaciaire, et ont construit des moraines fraîches, proches des glaces résiduelles.

Entre ces manifestations glaciaires wurmiennes d'une part, et holocènes récentes d'autre part, une sédimentation active, animée par des dynamiques torrentielles et de versant, a comblé, pour partie, les dépressions laissées libres par le retrait glaciaire :

— des *dépôts torrentiels* impriment leur morphologie aux fonds de vallée, avec des épandages grossiers subhorizontaux formant terrasse dominant le lit majeur des cours d'eau, auxquels viennent se raccorder des cônes de déjection imposants, les plus récents étant emboîtés dans les plus anciens. La partie sommitale de ces cônes torrentiels fonctionne par ailleurs souvent en cônes d'avalanches. Cette sédimentation torrentielle est particulièrement bien développée dans la vallée de la Doire ;

— des *formations de versant*, gravitaires, souvent catastrophiques, sont alimentées par des versants abrupts, découpés par la tectonique d'une part, constitués de roches facilement altérables ou solubles (cargneules, gypses) d'autre part, et souvent recouverts de formations meubles riches en limons argileux (moraine de fond). L'écroulement tardi-glaciaire de la Madeleine, issu de la pointe des Pignes, est le plus démonstratif à cet égard par le volume de roches mis en jeu et par le lac qu'il induit à l'amont du barrage naturel. Celui-ci a été comblé sur plus de 100 m. Il subsiste encore aujourd'hui, dans la plaine de Bessans, des alluvions lacustres perchées par rapport à l'Arc qui s'enfonce toujours.

D'autres écroulements plus modestes sont repérables, ainsi que des glissements de la moraine wurmienne. Plus dangereux est par contre le glissement en masse d'une partie de la rive gauche de la dépression du Mont-Cenis et de la haute Cenischia. Dans ce secteur, la profonde entaille glaciaire, l'existence d'une fracturation récente diffuse et d'évaporites tectoniquement intercalées dans les schistes lustrés, provoquent une multitude de glissements et de tassement qui mettent en péril la stabilité du versant tout entier (Forno et Massazza, 1987). Quant aux éboulis, ils sont en fait peu puissants.

D'un point de vue général les faciès des dépôts quaternaires sont variés mais bien identifiables. Les corrélations géométriques sont concevables avec raison, de même qu'une chronologie relative. Mais l'on ignore toujours la durée des lacunes sédimentaires ou des hiatus. En l'absence de tout élément de datation antérieurement aux moraines de cirques du petit âge glaciaire, nous ne pouvons qu'exposer les

événements dans leur ordre chronologique, sans âge absolu. Tout au plus, nous pouvons affirmer que l'ensemble des dépôts quaternaires de la feuille Lanslebourg sont récents, postérieurs à la dernière phase glaciaire du Würm.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *UNITÉS BRIANÇONNAISES INTERNES*

ζ. **Gneiss du massif de l'Arpont l.s. (anté-Permien).** Ils appartiennent à plusieurs écailles tectoniques, dont l'unité Lombards—mont Pourri, sur la retombée orientale du dôme de l'Arpont. Ils constituent quelques affleurements d'extension réduite dans le coin nord-ouest de la feuille.

Il s'agit d'un ensemble principalement constitué de micaschistes et gneiss micacés, avec des intercalations (feuille voisine Modane) de quartzites clairs, de leptynites et amphibolites.

Les termes paradérivés, fins, gris à verdâtres, se présentent en bancs décimétriques à décamétriques alternativement micaschisteux et gneissiques, avec des faciès intermédiaires. Les micaschistes, parfois lamelleux, sont généralement, comme les gneiss, finement rubanés avec une succession alternante de feuilletés micacés et de feuilletés quartzeux ou quartzo-feldspathiques. Au microscope, les textures évoluent depuis des types lépidoblastiques jusqu'à des types grano-lépidoblastiques.

L'analyse des paragenèses montre le caractère polymétamorphique de ces roches, avec :

- les reliques d'une paragenèse ancienne (antéalpine, varisque?) de faciès « schiste vert-amphibolite » comprenant grenat almandin et biotite ;
- une paragenèse « alpine » de faciès « schiste bleu » à glaucophane, phengite, avec ou sans grenat, évoluant ensuite jusqu'au faciès « schiste vert » avec une paragenèse finale à chlorite et albite.

Les intercalaires quartziteux, blancs à beiges, sont essentiellement constitués de quartz, avec une phase phengitique.

Les termes leptyno-amphiboliques, en alternance décimétrique, présentent des niveaux leptyniques finement rubanés avec une paragenèse à quartz, albite, parfois épidote, parfois grenat, en assemblage finement granoblastique (rars chlorites soulignant la foliation). Les termes basiques de type amphibolites « prasinitisées » montrent la même évolution polymétamorphique que les termes paradérivés : grenats anciens, paragenèse de faciès « schiste bleu » à glaucophane, paragenèses finales de faciès « schiste vert » (prasinites) à quartz, albite, chlorite, épidote, muscovite, actinote et calcite.

L'importance de la muscovite et du quartz dans ces prasinites amène à conclure à un matériel volcanique initial associé à une phase péritique et à conclure plutôt à une origine volcano-sédimentaire.

ξ. **Micaschistes du massif d'Ambin (pré-Carbonifère).** Ils constituent le groupe de la Clarea défini par R. Michel en 1956. S. Lorenzoni (1965, 1968) en Italie puis M. Gay (1971, 1972) sur l'ensemble du massif, ont réalisé une étude détaillée de la formation. Il s'agit essentiellement de micaschistes gris, riches en exsudats siliceux fortement microplissés.

Ils appartiennent à l'ensemble le plus ancien du massif; compte tenu de la géométrie en dôme tardif de ce massif, ils en forment donc le noyau.

Le groupe de la Clarea forme ainsi, dans le quart sud-ouest de la feuille, le pied des versants des hautes vallées d'Ambin, de Savine et de la Clarea où il peut se développer sur 1 400 m d'épaisseur. On le retrouve aussi en rive droite de la Cenischia, entre le mont Cenis et Novalesa.

Les micaschistes sont relativement homogènes et de teinte gris bleuté à gris sombre. Le quartz et les phyllites constituent la trame essentielle de ces roches assez fortement tachetées d'albite. L'analyse modale des échantillons fait ressortir la composition suivante : mica blanc phengitique, + quartz, + albite, + glaucophane, + chlorite, ± biotite verte, ± épidote, ± grenat, ± rutile, ± chloritoïde, ± calcite, + minéraux accessoires (Gay, 1971).

À la partie inférieure de cette série, topographiquement, des gneiss à deux micas et grenats d'épaisseur métrique à décamétrique se fondent dans les micaschistes. Le plagioclase (pour partie de l'albite, pour partie de l'oligoclase) contient de petits amas d'épidote.

Les autres faciès constituant le groupe de la Clarea sont essentiellement des **amphibolites** (δ). Ces roches à grain fin et régulièrement foliées, offrent une composition modale classique à hornblende verte, épidote, albite, sphène et chlorite.

Des glaucophanites, des prasinites ainsi que des lits carbonatés sont également présents mais d'importance moindre. Les marbres sont riches en silicates et souvent associés aux amphibolites auxquelles ils ressemblent par leur composition. Tous ces faciès forment des horizons bien tranchés mais parfaitement concordants à la foliation générale.

Les micaschistes du massif d'Ambin possèdent les caractères d'une ancienne série sédimentaire flyschöide (grauwacke), soit totalement d'origine para (Lorenzoni, 1965), soit en partie seulement; les amphibolites marquent alors divers épisodes magmatiques basiques (Gay, 1971; Pognante *et al.*, 1984).

L'évolution métamorphique possède un net caractère polycyclique :  
— des datations radiométriques ont prouvé l'âge antéalpin de phases micacées. Des reliques d'assemblages métamorphiques de haute température, à biotite, muscovite, grenat et plagioclase, ont en effet été datées à 340-360 Ma (Bocquet *et al.*, 1974; Monié, 1990);  
— Le groupe de la Clarea, nécessairement d'âge pré-carbonifère donc, subit par ailleurs l'empreinte du métamorphisme alpin, polyphasé à caractère HP (*cf.* chapitre « Métamorphisme »).

r. **Micaschistes albitiques verts (Permien ?)**. Il s'agit d'un ensemble de roches non datées, hétérogènes, reposant en discordance sur le socle ancien pré-carbonifère et passant progressivement, semble-t-il, aux formations sédimentaires permo-triasiques appartenant indubitablement au cycle alpin. Cette formation apparaît bien dans le massif d'Ambin où elle constitue la première enveloppe du groupe de la Clarea.

Nommée groupe d'Ambin par R. Michel (1956), elle est constituée essentiellement de micaschistes gris à quartz, phengite, albite et chlorite.

Ce fond micaschisteux, de teinte générale assez claire, comprend également (Gay, 1971) :

- des épisodes **métaconglomératiques** discontinus (rC), découverts par J. Goguel (1958). On les rencontre la plupart du temps à la base ou vers la base de la formation. Là, les galets sont nombreux et sont de nature quartzreuse. Très localement, des éléments schisteux noirs les accompagnent ;
- des horizons **prasinitiques** et glaucophanitiques (rξ). Ils apparaissent plutôt dans le quart supérieur de la formation, surtout aux bordures nord et sud du massif et sont liés à des roches plus claires, quartzo-albitiques ;
- des niveaux **leptynitiques** (rλ). Bien représentés sur la retombée SSE du massif et assez homogènes, leur composition (quartz, phengite, microcline, albite) rappelle celle des arkoses ou de métatufs rhyolitiques ;
- enfin des **métadolomies** et des **marbres** (rD), d'importance très limitée.

L'ensemble, d'épaisseur moyenne voisine de 150 m, s'apparente à des dépôts de type molassique. Pour S. Lorenzoni (1965), l'origine sédimentaire des divers niveaux paraît assurée. M. Gay (1971) opte en revanche pour une succession détritique perturbée par un magmatisme postorogénique calco-alcalin (tufs acides et basiques).

Les matériaux du groupe d'Ambin n'ont pas été datés à ce jour. Deux arguments permettent de les rapporter à un cycle bien distinct de celui auquel appartiennent les roches du groupe de la Clarea :

- le contact entre les deux ensembles est brutal et discordant. Les métaconglomérats du groupe d'Ambin remanient, au moins localement, les niveaux sous-jacents ;
- aucune trace de polymétamorphisme n'y a été mise en évidence à ce jour.

Si l'on ajoute à cela l'existence d'un passage apparemment progressif de l'ensemble aux formations plus franchement siliceuses du Permo-Trias, on ne peut que rapporter le groupe d'Ambin à l'extrême base du cycle alpin (Néopermien basal). Toutefois, l'unanimité n'est pas réalisée sur ce point. L'ensemble demeure mal connu dans le détail. On ne peut exclure, en effet, ni des contacts stratigraphiques internes à la formation, ni des plans de cisaillements d'âge alpin brouillant l'ordre des successions sédimentaires (*cf.* par exemple le panorama du versant ouest du mont Giusalet).

r-t. **Quartzites phylliteux verts et métaconglomérats à quartz rose (Permo-Trias)**. La majeure partie de la formation affleure largement dans le massif d'Ambin (groupe d'Étache : Gay, 1971), où elle participe à l'enveloppe siliceuse générale du socle ancien.

Sans aucun doute d'origine para, cette formation de couleur générale verte comprend des micaschistes phengitiques pratiquement dépourvus d'albite, des quartzites verts à grain fin et des métaconglomérats à galets centimétriques de quartz rose (vraisemblablement d'origine rhyolitique). Dans tous les faciès, le quartz et le mica blanc constituent plus de 90 % du volume de la roche.

Son épaisseur est limitée et très variable (1 m à 50 m). Elle représenterait d'anciens épandages de nature torrentielle.

Elle passe vers le bas, en continuité apparente, à la formation précédente. L'apparition des galets de quartz rose ou laiteux est le critère conventionnel déterminant la limite inférieure du groupe (Gay, 1971). Vers le haut, elle passe progressivement également aux quartzites blancs purs attribués au Werfénien.

t/Q ; t/GS. **Quartzites blancs (Werfénien) ; métagrès et schistes noirs (« supra-Werfénien »)**. Les quartzites blancs, régulièrement stratifiés et d'épaisseur déca- à hectométrique, forment dans la morphologie des unités briançonnaises un bon niveau-repère.

Leur couleur blanche, ponctuée de taches jaunes ou vertes liées à un type très particulier de lichen, leur débit généralement très régulier en parallélépipèdes décimétriques, confèrent à la série un cachet particulier.

L'analyse de détail permet de retrouver assez facilement la polarité des couches. Rides de courant, stratifications entrecroisées et granuloclasement sont parfois conservés ; le sommet des bancs peut en

outre s'affiner et passer à de fins lits micacés millimétriques à centimétriques.

Dans certains échantillons, le microcline peut représenter 10 % de la roche. Dans d'autres, l'aegyrine (présente jusqu'à 30 %) forme une trame isolant les grains de quartz plus ou moins arrondis (Gay, 1971).

Depuis M. Gignoux et L. Moret (1938) puis F. Ellenberger (1958), on admet que de tels dépôts témoignent d'une sédimentation d'abord éolienne puis marine (début de la grande transgression triasique).

Les quartzites blancs ont été reconnus en affleurements limités d'une part en rive droite de l'Arc et notamment dans la fenêtre de Lanslebourg, d'autre part à l'extrême pointe sud-est de la digitation du Mont-Cenis, en limite septentrionale du massif de Tuas Venezia.

En revanche, ils affleurent largement dans le massif d'Ambin. En particulier, ils forment, liés aux matériaux du groupe d'Étache, la puissante falaise du revers sud du massif de Belledonne—Carlina.

Vers le haut, ces quartzites blancs s'enrichissent en éléments détritiques plus grossiers, sombres, en interlits schisteux et parfois en nodules ou en lits carbonatés ankéritiques qui pourraient marquer un niveau d'émersion. Cet ensemble de **métagrès et schistes noirs**, reconnu en divers points du massif d'Ambin, porte le symbole tGS. Il constitue notamment un remarquable niveau-repère dans la falaise méridionale de Bellecombe—Carlina (banc noir intratriasique ; cf. panorama du massif de Bellecombe).

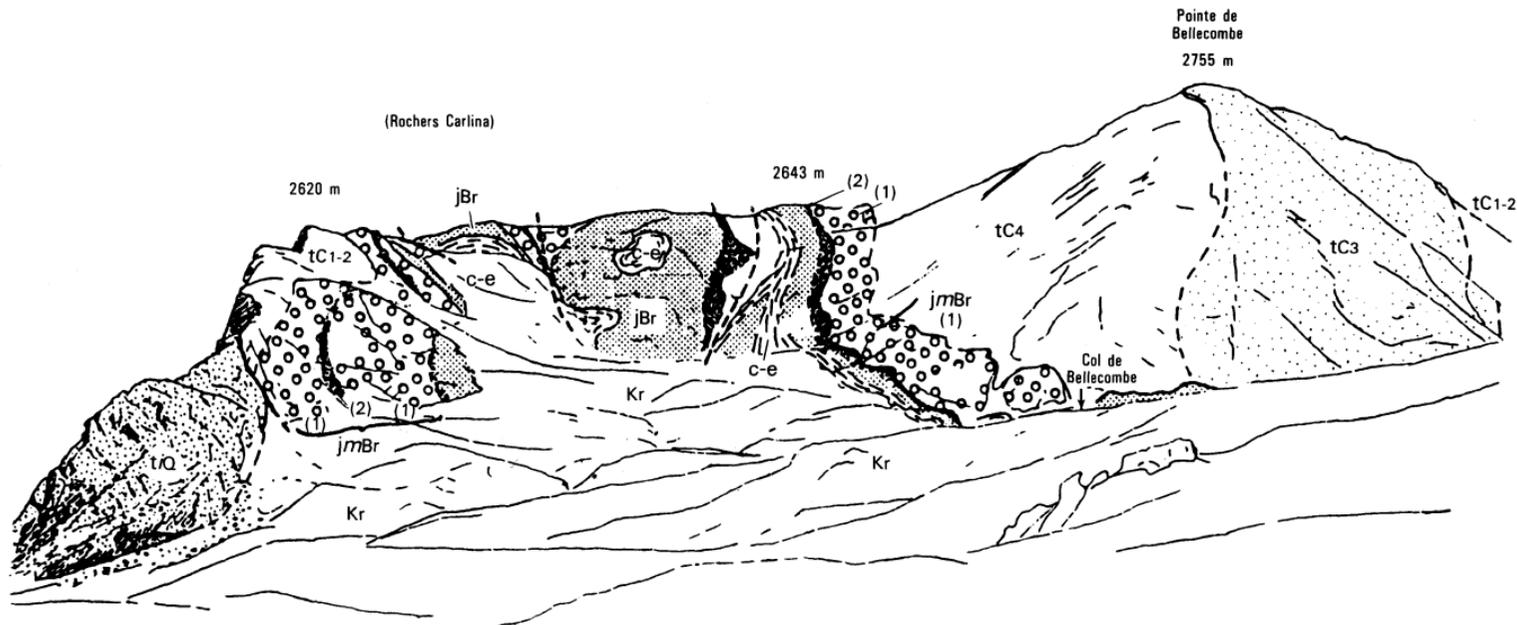
En l'absence de découvertes paléontologiques déterminantes, l'ensemble de la formation, qui constitue un marqueur ubiquiste du domaine pennique, est rapporté au Trias inférieur, du simple fait de sa position stratigraphique sous le Trias moyen carbonaté en général bien daté.

Le **Trias carbonaté** est tout aussi typique morphologiquement que le Trias siliceux sous-jacent. Sur le terrain, son aspect caractéristique en ensembles régulièrement stratifiés ou en pics et aiguilles aigus, ainsi que les teintes relativement bien colorées et tranchées qu'il présente, le font repérer rapidement. C'est ainsi que l'on peut schématiquement différencier un Trias moyen basal lité, jaune, un Trias moyen sommital en général massif et à patine gris clair assez uniforme et, enfin, un Trias supérieur assez massif aussi mais à patine blonde.

Le déchiffrement des ensembles sédimentaires qui le composent s'appuie sur les travaux de F. Ellenberger (1958) et sur les analyses détaillées de coupes privilégiées, effectuées en Vanoise par A. Baud et J. Mégard-Galli (1977).

ESE

WNW



-28-

tQ : quartzites du Trias inférieur  
tc1-2 : marbres et dolomies de l'Anisien

tc3 : "Aniso-Ladinien"

tc4 : dolomies grises du Ladinien supérieur

jmBr : Dogger supérieur probable, avec : (1) - brèches dolomitiques et (2) - marbres et brèches sombres

jBr : marbres et brèches claires du Dogger supérieur-Malm

c-e : marbres chloriteux et lentilles détritiques fini-crétacés (et tertiaires?)

Kr : cargneules

Fig. 3 - Panorama du versant nord du massif de Bellecombe-Carlina.  
vu depuis les abords du col de Sollières (extrait de Jaillard, 1989)

tC1-2. **Marbres et dolomies, à faciès vermiculés à la base (Anisien).** Bien affleurants dans le massif de Bellecombe—Carlina, on les retrouve également au col de la Vecchia.

À Bellecombe, il s'agit essentiellement de marbres gris ou bruns, plus ou moins phylliteux et un peu gréseux. Les faciès vermiculés sont peu représentés et l'épaisseur globale de la formation, qui reste faible, est comprise entre 50 et 80 m. Ces deux caractères différencient quelque peu le secteur d'Ambin de la Vanoise toute proche.

Ont été également rapportés à la base du Trias moyen, mais sans preuve définitive, certains affleurements du secteur de Gran Scala. Là, des dolomies « capucin » très gréseuses, des marbres gris à fantômes de gastéropodes et de dasycladales (Jaillard, 1989), ainsi que des niveaux à silex, peuvent y être séparés. Cet ensemble ne repose pas sur les quartzites du Werfénien qui font défaut ici ; il est vraisemblable que nous ayons affaire à des lambeaux décollés de leur substratum.

tC3. **Marbres rubanés, dolomies noires et brèches blanches (Aniso-Ladinien).** Cette formation, dont les différents faciès sont très proches de ceux de la Vanoise, arme la pointe de Bellecombe, le revers sud-est de la crête des Archettes ainsi que les premiers ressauts de l'angle occidental de la fenêtre de Lanslebourg.

Les marbres gris bleuté, rubanés et à oolites dolomitiques sont bien représentés ; au sommet, on trouve des calcaires dolomitiques sombres, fétides et saccharoïdes (« dolomies noires » de la région de Briançon), puis des dolomies blanches, fines, à laminations algaires (Jaillard, 1989). À la crête des Archettes, la formation avoisine 50 m d'épaisseur.

tC4. **Dolomies grises à myophories et gastéropodes (Ladinien supérieur).** Elles font suite aux niveaux précédents sans limites tranchées. L'ensemble est gris clair, massif mais bien stratifié. Dans le détail, les dolomies se révèlent hétérogènes. On y retrouve en effet des bancs plus ou moins sableux à petits accidents siliceux, ou de fins lits de schistes gris.

Cette formation affleure largement dans la fenêtre de Lanslebourg ; elle apparaît aussi dans la petite fenêtre de la Carmagnole en rive droite de l'Arc ; elle constitue enfin le dernier terme triasique du massif de Bellecombe, sous la transgression du Dogger supérieur (revers occidental de la crête des Archettes et flanc occidental de Combe Carlina ; fig. 3).

En ces deux derniers points, la formation ne subsiste que sur quelques mètres d'épaisseur mais a fourni une faune abondante de crinoïdes, gastéropodes, lamellibranches et algues caractéristiques du Ladinien supérieur briançonnais (cycle III de A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975 ; Jaillard, 1989).

ts; tC5. **Schistes et grès (Carnien); dolomies bréchiques (Carnien probable)**. Ces matériaux apparaissent soit associés, soit isolés, au sein des masses évaporitiques (dépression du Mont-Cenis, extrémité orientale de la fenêtre de Lanslebourg).

• **Schistes et grès (ts)**. Il s'agit généralement d'une association de schistes noirs, parfois verdâtres ou rouille, et de grès clairs à grain très fin.

L'âge de ces niveaux ne fait aucun doute. Une empreinte de gaine foliaire d'*Equisetum* fut en effet découverte par J. Galli (*in* Gay, 1971 : p. 81), 1,5 km au NNW de la pointe de Bellecombe, sur le sentier qui joint les chalets du même nom au col de l'Arella. Ces niveaux sont donc équivalents d'une partie du Keuper continental fossilifère du Trias germanique (« grès à roseaux » des marnes bariolées du Keuper).

• **Dolomies bréchiques (tC5)**. Il s'agit de brèches claires d'épaisseur métrique, à patine grise, beige ou rosée, riches en niveaux de brèches intraformationnelles. Elles renferment également de rares lits de calcaires sombres finement délités en plaquettes, ainsi que quelques schistes pélitiques.

Leur âge n'est pas déterminé. On les rapporte au Carnien du simple fait de leur intime association, au moins localement, avec la formation précédente clairement datée.

tC6. **Dolomies blondes (Norien)**. Les dolomies claires à patine grise ou jaune orangé, en bancs métriques, qui affleurent sur le flanc sud du plateau du Turc, sont rapportées à cet étage. Les caractères de ces roches sont en effet similaires à ceux de la « dolomie principale » ou « Hauptdolomit » du Trias alpin. Il est par ailleurs possible qu'en ce point, vers le sommet, certains faciès argilo-carbonatés annoncent le Rhétien (Deville, 1987). Limitée au mur et au toit par des amas cargneuliques, l'épaisseur réelle de ces dolomies — dont la puissance est ici décamétrique — ne peut être établie.

Aux Coétets, au Sud-Est de Bellecombe—plan du Lac (limites communes des feuilles Modane et Lanslebourg—Mont-d'Ambin), ces dolomies ont été datées grâce à *Worthenia* du groupe *contabulata* associé à *Myophoria goldfussi* (Ellenberger, 1958 : p. 258). Notons aussi qu'en ce point, F. Ellenberger décrit le passage du Norien au Rhétien à avicules.

tCD. **Marbres et dolomies du Trias moyen à supérieur non différencié**. Figure sous cette appellation l'ensemble des affleurements de marbres et de dolomies, généralement peu épais, discontinus ou tectoniquement dilacérés et isolés de leur contexte, qu'aucune découverte fossilifère n'a permis de dater.

tC7-l-2. **Séquences argilo-carbonatées (Rhétien—Hettangien)**. E. Deville (1987) signale, dans la fenêtre de Lanslebourg, au NNW du

refuge du Vallonbrun, des séquences de dolomies, de marbres et de schistes argilitiques, attribuables par leur faciès aux successions de la limite Rhétien—Hettangien telles qu'elles sont connues aux Coétets par exemple (Ellenberger, 1958 ; Deville, 1987 : p. 58).

Ces affleurements, extrêmement réduits, sont liés à des dolomies (notées tCD sur cette feuille : Trias moyen à supérieur non différencié) qui pourraient représenter le Norien *p.p.*

**1. Calcschistes et marbres sombres à lits siliceux (Lias indifférencié).**

Cette formation correspond au Lias « à faciès prépiémontais » défini par F. Ellenberger en 1958. Elle apparaît de prime abord assez monotone et sans repère stratigraphique net. Elle recouvre en fait une multitude de faciès souvent finement détritiques. On reconnaît en effet des calcschistes plus ou moins carbonatés, à niveaux lenticulaires de marbres siliceux massifs, d'une part, et des marbres gris sombre à noirs, à clastes dolomitiques, à lits siliceux et ankérite, d'autre part. L'épaisseur maximum de l'ensemble est comprise entre 80 et 100 m sur le territoire de cette feuille.

Géométriquement, la formation repose en légère discordance de ravinement sur les terrains antérieurs, Norien compris (Deville, 1987).

L'âge de l'ensemble est difficile à établir mais paraît recouvrir le sommet du Sinémurien et une grande partie du Lias moyen (et supérieur?). Ces niveaux ont en effet fourni, près de leur base stratigraphique, une *Arietites*, probablement un grand *Paltechioceras* du Sinémurien supérieur (massif de la dent Parrachée : Dondet, 1986, détermination R. Mouterde). On y trouve par ailleurs des bélemnites, des entroques et probablement des spongiaires (escarpements du plateau du Turc : Deville, 1987, détermination R. Wernli).

Ces niveaux sont bien développés dans l'angle nord-ouest de la feuille. Ils appartiennent aux prolongements méridionaux de l'unité de la Grande-Motte. On en retrouve également dans les unités de type Val-d'Isère—Ambin, notamment au niveau des fenêtres de Lanslebourg et de la Carmagnole, où ils restent très peu épais et en lambeaux isolés. Sur la feuille Tignes à 1/50 000 (Deville *et al.*, 1991), ces faciès connaissent leur maximum de développement dans les massifs de Grande-Motte—Grande-Casse.

Par le caractère discordant de sa base, par l'importance des faciès détritiques et leur épaisseur, enfin par son âge, cette formation atteste l'individualisation au sein de la plate-forme carbonatée d'un graben synsédimentaire lié au rifting téthysien.

**jmBr. Brèches dolomitiques, marbres et brèches sombres (Dogger supérieur).** Cette formation, dont l'extension est limitée au massif d'Ambin sur cette feuille, comprend des faciès très divers, généralement bréchiques, de couleur sombre, d'épaisseur décamétrique, en discordance parfois forte sur les niveaux sous-jacents.



Les dolomies grises du Trias moyen ont un pendage vers WNW de 45° environ; les brèches discordantes sont inclinées vers ESE de 20° à 25°

**Fig. 4 - Discordance entre les brèches dolomitiques rapportées au Dogger supérieur (jmBr) et les dolomies grises à myophories et gastéropodes du Ladinien supérieur (tC4). Crête des Archettes**  
Jaillard (1989) complété

Les *brèches dolomitiques* sont à patine jaune orangé ou ocre à brune. Elles remanient des éléments polydolomitiques, le plus souvent anguleux et hétérométriques. Des bancs de dolomies claires peuvent être interstratifiées dans ces brèches.

Elles ont été confondues avec le Trias jusqu'à présent. La discordance de base, forte sur la crête des Archettes (fig. 4), et la forte taille des éléments remaniés invitent à séparer ces faciès des séquences triasiques et à les rapprocher éventuellement des brèches chaotiques polygéniques des unités de Val-d'Isère, attribuées au Callovo-Oxfordien (Deville, 1987). Toutefois, E. Jaillard *et al.*, (1986) et E. Jaillard (1989) suggèrent, pour ces faciès, un âge plus ancien (Lias supérieur? Dogger basal?) sur la base de comparaisons effectuées avec des faciès similaires mal datés de Vanoise (aiguille des Aimes).

Les *marbres et les brèches sombres* regroupent en fait des calcaires gréseux et phylliteux noirs, lités et souvent bréchiques. Les éléments sont surtout dolomitiques mais des calcaires spathiques noirs y sont également abondants. Les brèches sombres, à matériel carbonaté et dolomitique de forte taille (le mètre cube), sont bien développées à Gran Scala. Localement on rencontre, associés à des calcaires noirs, des lits roux microbréchiques et gréseux.

Ces faciès appartiennent aux ensembles carbonatés inférieur et intermédiaire définis par J.M. Caron et M. Gay, (1977) et B. Allenbach et J.M. Caron, (1986).

L'âge de ces faciès n'est pas déterminé. Cependant, des quartzites noirs à bleus, des schistes noirs à patine rouille et des brèches calc-schisteuses à chloritoïdes ont été découverts, associés à des bauxites et des amas minéralisés (Jaillard, 1989). La présence de ces bauxites incite à rapprocher ces faciès des couches continentales de base du Dogger de Vanoise (Callovien probable).

Il paraît ainsi raisonnable de considérer des faciès aussi diversifiés mais d'âge semblable comme représentant des dépôts corrélatifs scellant les structures en blocs basculés de la paléomarge européenne en cours d'achèvement.

jBr. **Marbres et brèches claires (Dogger supérieur—Malm)**. Bien représentés dans le massif d'Ambin, ces niveaux ont des faciès assez constants mais connaissent des variations d'épaisseur importantes.

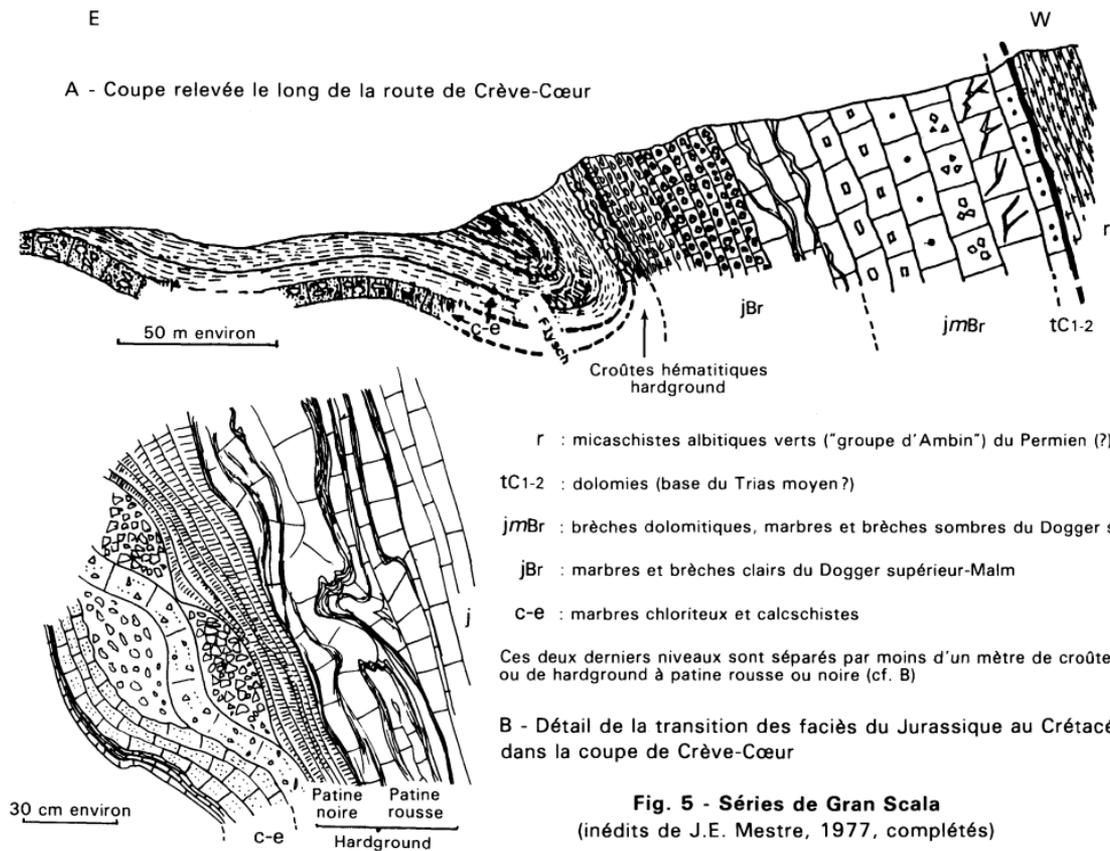
Il s'agit généralement de marbres clairs à cachet de Malm indubitable (faciès décrits ci-après) et de brèches blanches, bien développées notamment au niveau des carrières de Gran Scala (fig. 5).

Là, ces brèches claires, de 20 m d'épaisseur environ, succèdent stratigraphiquement aux brèches sombres rapportées au Dogger supérieur (jBr) et passent normalement aux marbres chloriteux du Crétacé. Le ciment est marmoréen clair, légèrement gréseux et phylliteux. La charge de galets est à base de dolomies mais elle comprend également des fragments de calcaires jaunes et de quartzites phengitiques.

J. Goguel et F. Ellenberger (1952) signalent des bélemnites dans ces marbres. Ces niveaux évoquent le « marbre de Guillestre » du Malm (Caron et Gay, 1977 ; Allenbach et Caron, 1986).

Vers le sommet de la brèche, une croûte noire à rouge métallifère apparaît, associée à un niveau de marbre blanc peu bréchique. On connaît en Vanoise, au Roc du Bourget (Ellenberger, 1958) ou à l'aiguille des Aimes (Jaillard, 1987), de telles croûtes hématitiques d'âge oxfordien à kimméridgien.

Finalement, l'ensemble de ces caractères autorise à attribuer un âge dogger supérieur—malm à ces marbres et brèches claires.



**Fig. 5 - Séries de Gran Scala**  
(inédits de J.E. Mestre, 1977, complétés)

j. **Marbres clairs (Dogger supérieur—Malm et Crétacé basal p.p).** Il s'agit de marbres homogènes à patine claire, généralement très recristallisés, qui correspondent vraisemblablement à d'anciens dépôts calcaires pélagiques. L'épaisseur de ces marbres, ainsi que leur teinte générale, sont assez variables.

Sur les contreforts du plateau du Turc, dans l'unité de la Grande-Motte, ils se développent sur 30 à 40 m et possèdent un faciès gris clair à passées blanchâtres. Ils apparaissent de manière continue et progressive au-dessus des termes du Dogger supérieur (Deville, 1987). Vers le haut ils comportent des silex blancs soit en rognons isolés, soit en lits décimétriques plus ou moins continus. Dans le massif d'Ambin, près du refuge Monte Avanza et notamment au col de la Vecchia, se développe sur 1 m d'épaisseur environ et au-dessus du Trias moyen, une succession de niveaux de marbres rosés puis verts à pigmentation ou à filets rouges. Le premier niveau contient quelques clastes de dolomies ; il remanie donc son substratum.

Aucun fossile déterminable n'a permis d'établir l'âge de ces ensembles de marbres. Toutefois, leur position stratigraphique conduit à leur attribuer un âge jurassique moyen terminal et jurassique supérieur. Les ammonites du Callovien supérieur découvertes à la base d'un tel ensemble au Roc du Bourget par F. Ellenberger (1958) accréditent cette hypothèse. En outre, ces faciès sont connus à la même époque sur la quasi-totalité des domaines paléogéographiques alpins : en domaine non métamorphique, ils couvrent clairement le Jurassique supérieur et le Berriasien p.p.. Il n'est donc pas exclu que ces faciès de Vanoise orientale, attribuables à la fin du Jurassique moyen et au Malm, s'élèvent aussi dans le Crétacé basal.

c-e. **Marbres chloriteux et encroûtements minéralisés associés (Crétacé moyen à Éocène inférieur).** Cette formation, pratiquement omniprésente, possède un cachet particulier. Les marbres chloriteux se différencient des marbres du Jurassique par leur couleur générale beige jaunâtre. Souvent, ils présentent en plus des îlots verdâtres à rosés. Le quartz, les micas blancs et la chlorite y sont enfin bien représentés.

Les bancs, relativement homogènes, comportent de minces encroûtements phosphatés et minéralisés (hardgrounds), verts, violacés ou pourpres, à microfaune assez bien conservée.

C'est ainsi que deux successions de marbres chloriteux ont pu être mises en évidence, séparées par des encroûtements discontinus :

- un ensemble inférieur, d'âge crétacé supérieur imprécis, à microfaune caractérisant tous les étages compris entre l'Albien et le Maastrichtien inclus. Ce premier ensemble n'est pas toujours représenté ;
- un ensemble supérieur, généralement toujours présent, peu épais et non bréchique, d'âge tertiaire démontré par la riche faune de globigérines et de *Globorotalia* qu'elle contient.

Dans le secteur du plateau du Turc et des clochetons de Lanserlia, le second ensemble affleure bien. Il ravine plus ou moins le Malm et son épaisseur varie de moins d'un mètre à la dizaine de mètres. Dans les unités de type Val-d'Isère, il en va de même. Enfin, dans le secteur d'Ambin et en l'absence de microfaune, il est difficile de caler précisément les niveaux de marbres chloriteux.

Dans ces marbres, la présence de lentilles quartzitiques phylliteuses et de micaschistes évoque des faciès reconstitués du type de ceux décrits par M. Lemoine (1961, 1967).

*Remarque.* Des **brèches polygéniques à matrice de marbres chloriteux** ont été distinguées des marbres chloriteux de référence, par le symbole cBr. Sur cette feuille, elles apparaissent uniquement vers la base des moraines du glacier du Gefret, dans un lambeau de matériaux tectoniquement dilacérés appartenant aux unités de type Val-d'Isère. Ces brèches s'apparentent aux « brèches de la Tsanteleina » définies et datées du Crétacé supérieur par F. Ellenberger (1958).

j-e. **Marbres l.s. (Jurassique moyen-supérieur à Éocène inférieur non différenciés)**. Cette notation particulière a été utilisée dans le cas où la carte ne permettait pas le report et la différenciation des divers niveaux, localement très peu épais, du Jurassique et du Crétacé.

Elle concerne les unités briançonnaises internes, d'une part du secteur Vallonbrun—Gefret en rive droite de l'Arc, et, d'autre part, du secteur Colle della Vecchia—Punta Toasso Bianco dans le massif d'Ambin.

eF. « **Schistes de Pralognan** » (**Éocène**). Les séries briançonnaises se terminent la plupart du temps par une formation schisteuse sombre à caractère flyschöide, à reflets gris plomb parfois rouille. Elle comprend des schistes noirs, des calcschistes et des marbres gréseux sombres. Localement, elle est riche en éléments remaniés carbonatés ou siliceux.

L'épaisseur de la formation est très variable. Par endroits il n'en subsiste que quelques mètres (massif d'Ambin); ailleurs elle peut atteindre une cinquantaine de mètres (contreforts nord et ouest du plateau du Turc).

Au faciès, elle s'apparente fortement aux « schistes de Pralognan » (Ellenberger, 1958) rapportés au début du Tertiaire. Dans le massif d'Ambin, elle correspond à l'« ensemble schisto-gréseux terminal » (Caron et Gay, 1977), également rapproché de ces « schistes de Pralognan ».

L'âge de cette formation n'est pas établi précisément. Elle succède presque partout en continuité aux marbres chloriteux dont l'âge tertiaire basal est démontré. Elle est en outre nécessairement antérieure à l'épisode de métamorphisme dit mésoalpin, bien connu en brian-

çonnais interne et calé radiochronologiquement vers 38-40 Ma (Bocquet *et al.*, 1974; Debelmas *et al.*, 1988).

Elle appartiendrait donc à l'Éocène et pourrait être parallélisée avec le « flysch noir » Briançonnais classique, d'âge éocène mal précisé. Toutefois, E. Jaillard (1989) émet l'hypothèse que cette formation pourrait, au moins dans le massif d'Ambin, ne pas atteindre le Tertiaire.

### UNITÉS PIÉMONTAISES *s.s.*

**S. Cristallin indifférencié (massif de Dora Maira).** L'extrême bordure septentrionale du massif de Dora Maira forme le pied des versants de la Doire Ripaire. Sur cette feuille, la plupart des faciès de ce socle ancien affleurent surtout entre Susa et Bruzzolo où ils participent à des plis isoclinaux serrés et laminés.

À défaut de travaux de cartographie précise, les limites des différents faciès pétrographiques constitutifs de ce massif sont mal connues. On différencie cependant les faciès suivants (Bortolami et Dal Piaz, 1970; Pognante, 1980, 1984) :

- une séquence de paraschistes constituée principalement par des micaschistes à grenat, chloritoïde et phengite et par des gneiss à grain fin; elle comprend également de rares niveaux de metabasites à grenats et des marbres. Il pourrait s'agir d'un ensemble polycyclique;
- des métagranitoïdes et des migmatites, vraisemblablement d'âge hercynien, similaires au moins pour partie aux métagranitoïdes du mont Rose et du Grand-Paradis;
- un ensemble de dykes aplitiques recoupant à la fois les paraschistes et les métagranitoïdes.

Le premier groupe de roches forme l'essentiel des affleurements du socle Dora Maira sur la feuille Lanslebourg—Mont-d'Ambin. Il arme en particulier les pentes qui dominent Chianocco, dans la région de Mole. Le second groupe apparaît plus à l'Est, au-delà de Chianocco.

Plus à l'Est encore, en dehors de la feuille et près de Borgone, U. Pognante et R. Sandrone (1989) ont montré que ce socle a connu une histoire métamorphique alpine HP-BT polyphasée, dont la première étape s'est déroulée en conditions éclogitiques ( $T = 500^{\circ}\text{C}$  et  $P$  comprise entre 9 et 13 kbar).

$\xi^1\zeta^{1(2)}$ . **Série ancienne (massif du Grand-Paradis).** La série ancienne, essentiellement paradérivée et d'origine vraisemblable volcano-terrigène, décrite sur la feuille Tignes (Deville *et al.*, 1991), paraît se prolonger sur la feuille Lanslebourg en plusieurs secteurs de la retombée méridionale du massif du Grand-Paradis. Les limites de cette série sont parfois supposées; leur tracé repose sur les travaux et descriptions de J.M. Bertrand (1966, 1968) et des levés inédits de U. Pognante.

Elle comprend différents termes alternant irrégulièrement et d'épaisseur variable, au sein desquels se remarquent surtout des gneiss albitiques gris à grain fin (dont des « gneiss minuti », des auteurs italiens) et des micaschistes à phengite, glaucophane, grenat et biotite.

Dans cet ensemble se distinguent des niveaux singuliers, des chloritites à chloritoïde dans lesquels fut découverte la margarite (Chopin, 1977). Décrits par J.M. Bertrand en 1968 sur le replat des Evettes (limites des feuilles Tignes et Lanslebourg), ces niveaux ont pu être retrouvés en divers points du versant italien du massif du Grand-Paradis (Chopin, 1979 : p. 9 et 10).

La localisation de ces bancs à chimisme alumineux demeure controversée. Ils jalonnaient plus ou moins la limite replissée des orthogneiss œillés du Grand-Paradis et de la série ancienne (Chopin, 1979). Cependant P.L. Guillot et E. Deville (1988) décrivent, au moins localement, le net caractère sécant existant entre les deux ensembles. Faut-il voir dans ces deux types d'observations l'existence de plusieurs séries métamorphiques de nature et d'âge distincts, dont une nécessairement polycyclique? Cela reste possible, mais des travaux supplémentaires seront nécessaires pour préciser ce point.

**δθg. Métagabbros à grenats (massif du Grand-Paradis).** Découverts récemment dans le haut vallon de la Stura di Sea (Biino et Pognante, 1989), ils forment un corps d'épaisseur décamétrique et de longueur plurihctométrique, clairement recoupé par d'anciens filons granitiques liés aux orthogneiss du Grand-Paradis.

Il s'agit de la première mention de l'existence de reliques gabbroïques au sein de socles préalpins du domaine pennique.

À l'affleurement, ces métagabbros offrent à la fois des zones à très faible déformation et des zones intensément mylonitiques. Dans les premières des assemblages éclogitiques sont bien préservés. L'examen des réactions coronitiques et des transformations pseudomorphiques a permis de déchiffrer les évolutions suivantes :

— les sites des plagioclases sont occupés par l'assemblage zoïsite-paragonite et de rares omphacites associées à un peu de quartz et de phengite. Une fine, mais continue, zone réactionnelle à grenats sépare ces sites de ceux des minéraux ferromagnésiens ;

— les sites des ferromagnésiens montrent deux types de transformations :

- la plus commune conduit à l'assemblage talc-amphibole bleue-omphacite. Ces pseudomorphoses riches en talc suggèrent le remplacement des olivines magmatiques et/ou des orthopyroxènes,
- la seconde est caractérisée par l'association omphacite-talc-amphibole et quartz. Elle remplace vraisemblablement les clinopyroxènes magmatiques.

Dans les métagabbros foliés, on retrouve la zoïsite, la paragonite et des amphiboles bleu pâle ou vert pâle associées à de petits grenats corrodés et du rutile. L'omphacite manque généralement.

Ces observations pétrogénétiques, jointes aux données de la géochimie, autorisent à rechercher la source de ces gabbros dans la cristallisation d'un mélange basaltique subalcalin d'origine sous-continentale, né vraisemblablement par fusion partielle d'un matériau mantellique à grenat, au cours du même cycle magmatique ayant conduit à la mise en place des granitoïdes du Grand-Paradis.

L'éclogitisation alpine précoce de ces gabbros s'est faite en conditions plus sévères du point de vue des pressions que celles ayant donné naissance aux éclogites du Grand-Paradis. Les températures estimées avoisinent ici 500°C tandis que les pressions s'inscrivent dans l'intervalle 12-20 kbar (Biino et Pognante, 1989).

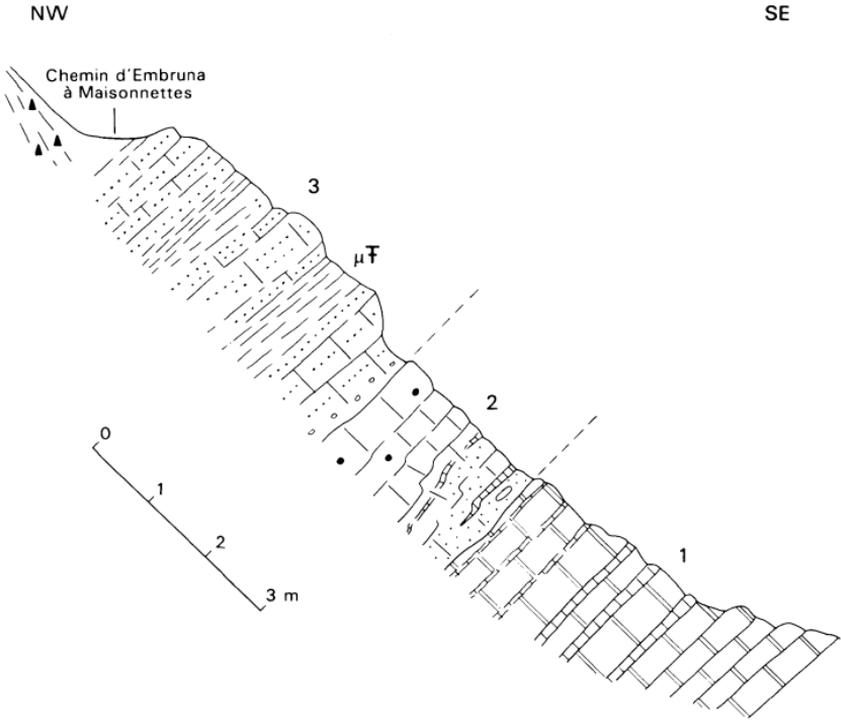
$\sigma\zeta\gamma^3$ . **Orthogneiss œillés (massif du Grand-Paradis)**. Les « orthogneiss du Grand-Paradis » des auteurs comprennent plusieurs faciès distincts (Bertrand, 1966, 1968; Deville *et al.*, 1991). Les plus représentés sur la feuille Lanslebourg consistent en orthogneiss œillés, de teinte gris bleuté, à biotite et à grain souvent grossier. Ils proviennent de granite monzonitique à texture grenue porphyroïde, à porphyroblastes de microcline. L'âge du protolite est compris entre 300 et 350 Ma (méthode au plomb total sur zircons: Pangaud *et al.*, 1957; Buchs *et al.*, 1962; Chessex *et al.*, 1964).

La foliation alpine est soulignée par des phyllites (phengite et biotites vertes). Le quartz et l'albite sont associés à quelques granules d'épidote et à la paragenèse suivante: phengite,  $\pm$  glaucophane,  $\pm$  jadéite,  $\pm$  grenat,  $\pm$  chlorite,  $\pm$  actinote et sphène.

L'histoire métamorphique des orthogneiss est caractérisée par un épisode majeur en conditions HP-BT suivi d'une décompression isotherme. Les assemblages éclogitiques ont cristallisé aux environs de 500°C et 12-16 kbar (Ballèvre, 1988).

t/Q. **Quartzites blancs (Trias inférieur)**. Des quartzites blancs affleurent très localement sur quelques mètres carrés à l'amont immédiat des maisons de I Piani, en rive gauche de la Doire. Repérables notamment en bordure est du sentier I Piani—Maisonnettes, ces quartzites blancs sont débités en petits bancs, et s'apparentent aux classiques quartzites blancs du Trias inférieur briançonnais. Ils apparaissent d'ailleurs ici entre les faciès du socle Dora Maira et les métadolomies du Trias carbonaté. Ainsi, bien qu'aucun contact ne soit observable, on peut raisonnablement attribuer ces roches au Trias inférieur.

tC3-4. **Dolomies et marbres rubanés (Aniso-Ladinien)**. Les nombreuses barres claires, blanchâtres ou jaunâtres, qui arment le bas du versant rive gauche de la Doire, sont constituées par un ensemble de roches



De bas en haut, on distingue la succession suivante :

- 1 - des dolomies blanches ou jaunâtres, en bancs métriques, qui s'associent progressivement vers le haut à des interlits calcaires décimétriques. Le dernier mètre est constitué par des dolomies micacées roussâtres ;
- 2 - 2 m environ de marbres gris-bleu, en bancs décimétriques. Les niveaux inférieurs sont riches en filets grésio-micacés ou grésio-dolomitiques roussâtres et les niveaux supérieurs, plus homogènes, fétides au choc, se ponctuent de taches sombres centimétriques ;
- 3 - enfin, une séquence de 4 à 5 m de marbres beiges, gréseux et légèrement phylliteux, avec localement de fines bandes siliceuses et des intercalations de calcschistes à microfaune planctonique. La base de cette formation détritique ravine les calcaires bleutés sous-jacents qui y sont remaniés sous forme de petits galets. On y trouve aussi des éléments de dolomies.

**Fig. 6 - La coupe de Crotte**

Elle est située en contrebas immédiat du chemin d'Ambruna à Maisonnnettes, au droit du hameau de Crotte (rive gauche de la Doire à l'aval de Suse, Italie)  
(Marthaler *et al.*, 1986)

essentiellement dolomitiques (voir panorama de la rive gauche de la Doire Ripaire).

Il comprend des métadolomies blanches, en bancs métriques parfois d'aspect sableux ; des niveaux de marbres dolomitiques et de marbres gris ou gris-bleu en plus petits bancs et souvent rubanés ; des dolomies jaunes à rousses à interlits (millimétriques à centimétriques) micacés. Ces derniers faciès apparaissent plutôt vers le haut de la série.

La formation avait donné lieu, au niveau de la vallée, à une multitude d'exploitations artisanales ou industrielles pour l'alimentation de fours à chaux.

L'épaisseur actuelle de cet ensemble, dont la base stratigraphique n'est pas connue, avoisine la centaine de mètres.

Rapportées au Trias depuis S. Franchi (1898 : p. 174-175) à partir de la découverte de crinoïdes, ces métadolomies peuvent être plus précisément rapprochées des assises aniso-ladiniennes de Vanoise orientale, ainsi que l'avait déjà proposé A. Michard (1967) à partir de comparaisons établies avec les coupes dressées par F. Ellenberger (1958). Les faciès observés miment en effet assez bien les séquences notées tC3 et décrites en Briançonnais (*cf.* cette feuille).

**tCD. Dolomies et marbres (Trias moyen à supérieur non différencié).** Cette dénomination s'applique à l'ensemble des lambeaux dolomitiques ou calcaréo-dolomitiques dilacérés aux niveaux de contacts anormaux majeurs, notamment dans la vallée de l'Arc, entre Bessans et Bonneval (secteur du Mollard, en rive droite de la rivière ; secteur d'Andagne en rive gauche).

L'extrême réduction des affleurements et la cargneulisation partielle de la roche n'autorisent pas une attribution sûre à un quelconque ensemble du Trias carbonaté.

**jms. Marbres gris-bleu (Dogger—Malm ?).** Au-dessus des dolomies et marbres du Trias moyen, en continuité stratigraphique et sans discordance notable, vient un ensemble peu épais (2 à 5 m) de marbres gris-bleu à faciès particulier.

Au niveau de la coupe de Crotte (terminaison nord de Dora Maira), ces marbres gris-bleu sont débités en bancs décimétriques (fig. 6, niveau 2).

Les niveaux inférieurs sont riches en filets grésomiacés ou grésodolomitiques roussâtres et remanient quelques galets centimétriques de dolomies. Les niveaux supérieurs, plus homogènes, fétides au choc, se ponctuent de taches centimétriques bleutées, sombres, assimilables pour certaines à des vestiges de fossiles recristallisés (polypiers?).

La formation ne peut être datée directement en raison du manque de fossiles déterminables. Deux arguments autorisent toutefois à l'attribuer au Jurassique moyen-supérieur :

- tout d'abord, sa position entre le Trias moyen d'une part, et le Crétacé supérieur daté qui les remanie, d'autre part ;
- ensuite, les caractères faciologiques de ces marbres qui rappellent fortement ceux attribués à la fin du Dogger et au début du Malm dans le domaine briançonnais de Vanoise (Ellenberger, 1958).

En dehors de la coupe de Crotte, la formation est bien repérable (panorama de la rive gauche de la Doire) au-dessus de Foresto, sur les flancs sud et sud-ouest du Monte Molaras, dans la structure en pli couché serré du revers sud de la Gran Uia ainsi que sur le revers nord de la pointe Albaron di Sea.

Cependant, ces niveaux n'ont pas pu être observés partout (faible épaisseur de la formation, mauvaises conditions d'affleurement). Ceci ne signifie pas pour autant qu'ils soient absents. Lorsque les données précises manquent, le contact entre les assises du Trias carbonaté et celles notées csMC, a été dessiné en tirets.

**cs. Calcschistes et marbres (Crétacé supérieur basal probable).** Cette notation se rapporte aux affleurements de calcschistes et de marbres banaux situés sur la retombée méridionale du Grand-Paradis, tectoniquement sous le matériel des unités liguro-piémontaises.

Les schistes lustrés dilacérés dans les parties basses de la pointe Albaron di Sea (rive droite de la Stura di Sea, face au Gias Nuovo) sont associés, comme les niveaux notés csMC, d'une part à des métadolomies du Trias carbonaté, d'autre part à des marbres gris-bleu à taches bleutées sombres attribuables au Dogger—Malm. En dépit du manque de données précises sur la nature des divers contacts, il est vraisemblable que ces niveaux appartiennent au Crétacé supérieur basal.

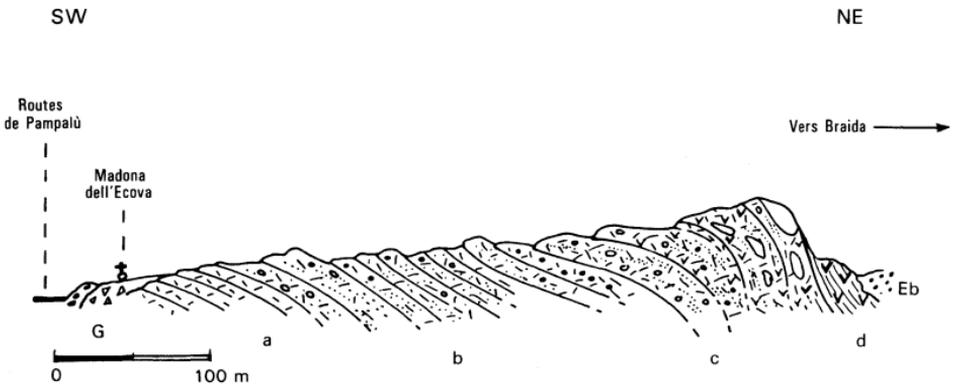
En ce qui concerne les schistes lustrés qui arment la base de la pointe Tonini, les arguments invoqués plus haut manquent. Leur attribution au Crétacé supérieur basal repose uniquement sur leur faciès et leur position structurale similaire à celle des schistes lustrés précédents.

**csMC. Marbres gréseux et calcschistes (Crétacé supérieur basal).** Dans la coupe de Crotte qui sert de référence (fig. 6, niveau 3; Marthaler *et al.*, 1986), une séquence de 4 à 5 m d'épaisseur de marbres beiges, gréseux et légèrement phylliteux, contenant localement de fines bandes siliceuses et des intercalations de calcschistes, recouvre en les ravinant les marbres gris-bleu sous-jacents (du Dogger—Malm?). Ces marbres gris-bleu, ainsi que les dolomies du Trias moyen, sont remaniés, sous forme de petits galets, à la base de la formation.

Jadis attribuée au Jurassique, elle a livré dans ses parties les plus calcschisteuses, des restes de foraminifères planctoniques, dont ceux d'une *Whiteinella* sp. probable, de la base du Crétacé supérieur (détermination M. Caron).

De tels faciès ont été retrouvés en plusieurs points du versant rive gauche de la Doire (Marthaler *et al.*, 1986). Ils rappellent parfois ceux des « marbres chloriteux » de Vanoise. Ils sont également calés par des fantômes de globotruncanidés caractérisant des âges compris entre le Turonien et le Sénonien inférieur.

Dans le versant sud des secteurs Monte Molaras—Rocca del Chiodo en particulier, la séquence observable à Crotte est plus complète. Dans les marbres beiges et les calcschistes viennent s'intercaler, stratigraphiquement, des prasinites qui correspondent à d'anciennes assises volcano-détritiques. On note, à proximité immédiate de la Madonna dell'Ecova (fig. 7), en bordure de la route de Pampalù, une succession



Vers le bas topographique de la séquence apparaissent des prasinites rubanées (a). Elles correspondent à d'anciens sables fins de diabases. Elle évoluent vers des prasinites à éléments centimétriques à décimétriques de pillow (b). Le fond de la roche est tantôt purement chloritique ou chlorito-albitique, tantôt chlorito-actinolitique. Elles représentent d'anciennes arénites basiques. Vers le haut (c), les prasinites se modifient sur deux points :

- les galets et les blocs de diabases et de gabbros peuvent atteindre des dimensions proches du demi-mètre cube ;
- la matrice devient serpentineuse. Ce sont d'ailleurs des serpentinites schisteuses (d) qui achèvent la série dans ce secteur.

G : glaciaire ; Eb : éboulis.

**Fig. 7 - Les metabasites stratiformes**  
(méta-arénites basiques de la Madonna dell'Ecova) (S. Fudral)

de prasinites rubanées s'enrichissant progressivement en éléments remaniés, centimétriques, décimétriques puis métriques, de pillows et de diabases (métasables et méta-arénites basiques). Près de la Rocca del Chiodo, l'organisation de l'ensemble des niveaux de la formation obéit à une succession de rythmes sédimentaires à trois termes, d'épaisseur variable. Le sommet de chaque banc ou groupe de bancs de marbres devient calcschisteux, puis schisteux sombre, et passe rapidement à des horizons volcano-détritiques. L'épaisseur de ces successions pourrait dépasser 200 m.

Les faciès de cette formation, son organisation en rythmes sédimentaires successifs et l'importance du détritisme ophiolitique, confèrent à ces dépôts un net caractère de formation synorogénique, de type flysch, impliquant le matériel d'une plaque de nature océanique. Ils s'opposent ainsi à ceux, contemporains, décrits dans les unités briançonnaises internes.

### UNITÉS LIGURO-PIÉMONTAISES

**AT. Serpentinites.** D'une manière générale, il s'agit de serpentinites massives vert sombre, remarquables dans la morphologie. Parfois conservées sur 500 m d'épaisseur, elles jalonnent la base de l'ensemble des unités de schistes lustrés issues du domaine océanisé téthysien, ainsi que parfois la base de chacune des unités. Elles participent aussi aux structures plicatives serrées qui affectent ces dernières.

Ces roches offrent des caractères assez homogènes et constants sur toute l'étendue de la feuille, et même plus à l'Est dans l'ensellement des Stura jusqu'au massif de Lanzo.

Elles consistent en un assemblage d'antigorite, de chrysotile et de talc, associés à de la magnétite, du diopside et de la chlorite. Des carbonates sont parfois présents; lorsqu'ils sont en grande quantité, ils développent divers filonnets et confèrent à la roche un aspect laminé.

La composition minérale originelle n'est pas conservée. Tout au plus note-t-on de larges porphyroclastes de diopside riches en inclusions opaques et de grandes lames de bastite qui paraissent bien remplacer les orthopyroxènes originels; parfois, l'alignement de ces minéraux évoque un certain rubanement.

Les auteurs s'accordent pour considérer ces serpentinites comme provenant de lherzolites. Plus précisément, elles représenteraient des résidus de fusion partielle faible à moyenne (moins de 10 % ou bien 15 à 25 % : Ishiwatari, 1985; Pognante *et al.*, 1986) de panneaux mantelliques remontés au cours de l'individualisation de l'océan téthysien.

θ7. **Métagabbros.** Les métagabbros magnésiens, à gros grains (euphotides) sont les mieux représentés. Ils affleurent parfois largement, la plupart du temps liés aux péridotites serpentinisées.

Des métagabbros ferro-titanés ou de composition intermédiaire ont également été mis en évidence. Ils connaissent toutefois un maximum de développement plus à l'Est en rive gauche de la Doire au-dessus de Condove, et plus au Sud dans le massif du Rocciavre (Pognante, 1980).

La seule relique minérale magmatique des métagabbros magnésiens est le clinopyroxène. Ce dernier, remplacé pour partie par de la hornblende brune, vraisemblablement au cours d'épisodes d'altération et/ou de métamorphisme moyen intraocéanique, conduit à l'omphacite ou bien à un assemblage d'amphiboles bleues et vertes au cours du métamorphisme alpin HP-BT. Les sites des plagioclases sont occupés par l'association zoïsite, ± amphiboles, ± chlorite, ± grenat et chloritoïde. L'assemblage amphiboles, ± chlorite, ± talc semble quant à lui s'être développé aux dépens des olivines et/ou des orthopyroxènes. Ces minéraux de haute pression sont la plupart du temps rétro-morphosés en un assemblage d'albite, d'amphibole verte et de chlorite.

Dans les gabbros ferro-titanés, le remplacement des oxydes de Fe-Ti originels donne lieu à des associations à rutile, sphène et divers opaques. Pour U. Pognante (1980), certains de ces métagabbros comportent des reliques magmatiques bien préservées à clinopyroxène et oxydes ferro-titanés d'âge alpin très précoce, voire antéalpin.

β. **Métadykes de basaltes.** Au Nord-Ouest immédiat du refuge Albo Gastaldi (Italie) affleure une masse de gabbros leucocrates, parfois riches en fuchsite, comprenant diverses lentilles métriques, d'épaisseur décimétrique, vert sombre, recoupant faiblement le litage général de la roche. Elles présentent l'association suivante : chlorite, + albite, + épidote, ± tourmaline. Il s'agit vraisemblablement de métadykes de basaltes.

jr. **Jaspes (Callovien—Kimméridgien ?).** Une mince bande de roches siliceuses rouges ou jaune-rouge, plus ou moins rubanées et d'épaisseur décimétrique, apparaît sur le revers est du Piccolo Monte Turlo, intercalée entre les péridotites serpentinisées et des metabrèches de pillow.

Elle appartient aux mêmes ensembles de roches siliceuses, schisteuses ou massives, rouges ou vertes, du complexe des « Schistes lustrés », qui ont livré depuis le début du siècle quelques reliques de radiolaires (Parona, 1981 ; Squinabol, 1912 ; Debenedetti, 1964).

Elle provient donc vraisemblablement d'anciennes radiolarites. Par comparaison avec ce que l'on connaît de l'âge des métaradiolarites du Queyras et de l'Apennin ligure (Callovien moyen-supérieur à Kimméridgien inférieur à moyen : De Wever et Caby, 1981 ; Schaaf *et al.*,

1985; De Wever *et al.*, 1987), cette formation est attribuable au même intervalle de temps.

**jM. Marbres à débris d'ophiolites (Jurassique supérieur—Berriasien?).** Des marbres massifs, de teinte gris-blanc à gris bleuté et d'épaisseur variable (moins d'un mètre à plusieurs mètres), reposent souvent stratigraphiquement et directement sur les matériaux ultrabasiques du paléo-fond océanique téthysien qu'ils remanient. On observe en effet, au sein de ces roches, des éléments millimétriques à centimétriques de serpentinites et de chlorites ainsi que de fins lits d'épidotes. Dans les unités liguro-piémontaises inférieures, et notamment dans la coupe du ruisseau d'Andagne, les éléments remaniés ont une taille décimétrique à métrique. Localement, la formation s'apparente à un véritable complexe carbonaté à blocs (Robert, 1979). Au cours du métamorphisme alpin, ces marbres impurs ont conduit à des assemblages minéralogiques particuliers et surtout à des lits ou à des nodules souvent monominéraux, à épidote, actinote, diopside et grenat (faciès des marbres à minéraux : Chopin, 1979).

L'âge de cette formation n'est pas connu à ce jour. On peut l'attribuer à la fin du Jurassique et au début du Crétacé, sur la base de comparaisons effectuées avec les niveaux non métamorphiques de couverture des ophiolites de l'Apennin ligure (calcaires à calpionelles : Decandia et Elter, 1969).

**c. Schistes lustrés indifférenciés (Crétacé).** Ils appartiennent aux unités océaniques inférieures dans lesquelles ils viennent normalement, soit au-dessus des marbres attribués à la limite jurassico-crétacée, soit au-dessus des matériaux du paléo-fond océanique.

Il s'agit, pour l'essentiel, de marbres impurs et de calcschistes (fig. 8).

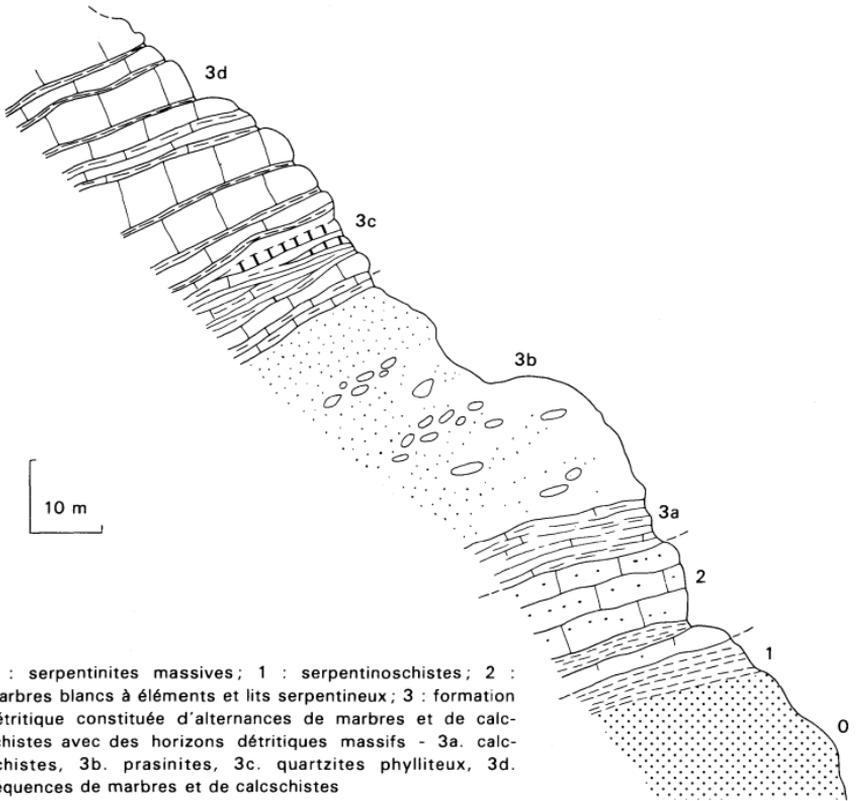
À la base, ou vers la base, les marbres possèdent encore certains des caractères des marbres jurassico-crétacés : ils comprennent de fins lits prasinitiques et des rubans siliceux, voire des lentilles quartzitiques discontinues claires ; ils remanient le matériel ultrabasique sous-jacent. En revanche, ils demeurent moins clairement individualisés et parfois plus dispersés au sein d'un ensemble de calcschistes, de micaschistes et de quartzites.

Vers le haut, les marbres deviennent roux ou jaunâtres, gréseux, plus homogènes et à multiples filets siliceux. Ces marbres parfois métadolomitiques, débités en petits bancs, s'intercalent dans un ensemble de metabasites stratiformes, de paragneiss clairs et de quartzites micacés ou non, parfois albitiques, qui proviennent du remaniement de matériaux d'origine mixte, océanique et continentale (méta-arénites ophiolitiques ou de socle cristallin).

Les schistes et les calcschistes se présentent également sous de nombreux faciès : schistes noirs à enduits métalliques, calcschistes banaux, micaschistes noirs.

SW

NE



0 : serpentinites massives; 1 : serpentinoschistes; 2 : marbres blancs à éléments et lits serpentineux; 3 : formation détritique constituée d'alternances de marbres et de calcschistes avec des horizons détritiques massifs - 3a. calcschistes, 3b. prasinites, 3c. quartzites phylliteux, 3d. séquences de marbres et de calcschistes

**Fig. 8 - L'unité océanique inférieure du Rocher du Château face aux maisons du Clapero, rive droite de l'Arc (Deville, 1987)**

En quelques points, des quartzites phylliteux riches en grenats et amphiboles bleues renferment des lits ou des concentrations manganésifères (Chopin, 1978) qui ont fourni des fantômes de radiolaires indéterminables (Chopin, 1979). Il s'agit vraisemblablement d'anciennes **radiolarites** (R).

Actuellement, l'âge de ces terrains n'est pas connu. Venant la plupart du temps sur les marbres attribués à la limite jurassico-crétacée, ils devraient appartenir au moins au Crétacé inférieur. Ils sont en outre affectés par un métamorphisme haute pression, à faciès éclogitique, daté radiométriquement vers la base du Crétacé supérieur (cf. chapitre « Métamorphisme »). Ils peuvent ainsi représenter le Crétacé inférieur et l'extrême base du Crétacé supérieur.

**csS. Schistes noirs et carbonates impurs (Crétacé supérieur basal).**

Il s'agit d'une formation détritique schisteuse sombre. Elle est remarquable par son débit schisteux fin et par sa couleur noire ou noir rouille, d'autant plus qu'elle affleure longuement de part et d'autre de la vallée de l'Arc, au niveau des lignes de crêtes, en particulier près des secteurs de Mean-Martin en rive droite, de la pointe des Pignes et de la pointe de Ronce en rive gauche. Elle est constituée par de fines alternances, centimétriques à décimétriques, de schistes noirs et de lits carbonatés sombres renfermant d'abondantes turbidites grossières, coulées de débris et olistolites d'origine mixte, océanique et continentale.

Les schistes noirs correspondent vraisemblablement à des hémipélagites non calcaires, riches en matière organique et déposées sous la profondeur de compensation des carbonates (C.C.D.); les lits carbonatés pourraient provenir de turbidites calcaires à fraction siliceuse importante issues de secteurs de bassin situés au-dessus de la C.C.D.

Cet ensemble est à rapporter pour l'essentiel au Crétacé supérieur basal. Les sections de foraminifères planctoniques reconnues par E. Deville (1987) caractérisent le Cénomano-Turonien (*Rotalipora* sp. ?, *Helvetotruncana helvetica*). Il pourrait aussi recouvrir une partie du Crétacé inférieur, mais aucune preuve ne confirme pour l'instant cette hypothèse.

**csC. Calcschistes et marbres impurs (Crétacé supérieur basal).** Ce sont, en général, des schistes lustrés banaux. Les successions de calcschistes et de marbres, régulièrement alternantes ou non, s'enrichissent de l'WNW à l'ESE en horizons détritiques et en olistolites d'origine mixte.

Les horizons détritiques sont représentés par les prasinites *l.s.* des auteurs. Elles correspondent à d'anciennes arénites de gabbros ou de basaltes; elles renferment parfois des éléments de gabbros ou de serpentinites. Des gneiss d'origine para, albitiques ou non, et des gneiss prasinitiques sont également bien individualisés et régulièrement stratifiés avec les calcschistes et les marbres.

Les olistolites les plus fréquents sont des serpentinites et quelques gabbros, des dolomies et accessoirement des quartzites.

L'âge de la formation paraît être le Cénomano-Turonien. Les sections de foraminifères planctoniques identifiées dans la formation recouvrent en effet cet intervalle de temps (*Rotalipora* sp. ?; *Praeglobotruncana* sp. ?). Toutefois, la découverte de formes bicarénées (Deville, 1987) autorise à penser que l'ensemble peut être plus jeune (Sénonien inférieur) et qu'il donne lieu à des remaniements de faune.

Ces schistes lustrés constituent la majeure partie des unités médianes; on en retrouve dans l'unité supérieure où ils ne représentent qu'un volume restreint.

CSM. **Marbres phylliteux (Crétacé supérieur basal)**. Ce sont de puissantes assises de marbres clairs, pauvres en apports détritiques grossiers, en bancs souvent plurimétriques et à rares interlits calcschisteux.

Dans les unités médianes, sur le flanc NNE de la pointe du Charbonnel ou sur le revers sud du Pas des Fenêtres, la formation débute pratiquement sans transition au-dessus de la formation précédente. Les marbres sont clairs, jaunâtres, métadolomitiques, gréseux, riches en phengite et chlorite (« Marmi a silicati » des auteurs italiens). Régulièrement stratifiés, en bancs métriques à décamétriques, ils rappellent certains faciès des marbres chloriteux de Vanoise. À la pointe du Lamet, dans l'unité supérieure, ils renferment des niveaux plus gréseux ou des lits carbonatés à grain très fin de teinte grise. Le microscope révèle le faible niveau de recristallisation de ces marbres gris-blanc et la richesse de ces anciens sédiments pélagiques en grains de quartz anguleux et en éléments de socle micacés.

La formation est rattachée au Crétacé supérieur basal. Le même type de microfaune y a en effet été découvert (Marthaler, *in* Fudral *et al.*, 1987; Deville, 1987).

### *MATÉRIEL REMANIÉ AU SEIN DES SÉRIES DE SCHISTES LUSTRÉS DES UNITÉS PIÉMONTAISES s.s. ET LIGURO-PIÉMONTAISES*

Le matériel remanié au sein des séries de schistes lustrés est d'origine mixte, océanique et continentale, et appartient à deux types de gisement distincts.

#### **Olistolites**

Certains éléments sont remaniés à l'état d'olistolites. Il s'agit la plupart du temps d'olistolites de **serpentinites** ( $\Lambda$ ); de **gabbros** ( $\theta$ ); de **dolomies** ( $\tau c$ ) et de **quartzites** ( $\chi$ ). À la différence des affleurements classiques des serpentinites du paléo-fond océanique, les serpentinites remaniées à l'état d'olistolites présentent en général une déformation pénétrative moindre et un meilleur état de fraîcheur.

#### **Bancs isolés et larges affleurements**

Dans la plupart des cas, le matériel remanié est régulièrement stratifié dans les séries de schistes lustrés. Sur la carte ont été séparés les bancs isolés (lignes en pointillés) des affleurements larges et volumineux (caissons de couleur). Il s'agit respectivement des matériaux suivants.

ξ. **Prasinites** (*l.s.*). La roche est massive, compacte, ou bien à foliation peu marquée (prasinite homogène), ou bien fortement et finement rubanée (prasinite hétérogène). Les constituants majeurs de ces roches appartiennent en général au faciès métamorphique des schistes verts.

On retrouve en effet l'association suivante : chlorite, actinote, épidote, albite, sphène et opaques. Quartz et calcite sont présents. Dans certains faciès, le glaucophane et le grenat apparaissent également.

Elles renferment parfois des éléments de serpentinites, de gabbro et de pillow. Elles correspondent à d'anciennes arénites et d'anciennes brèches de basalte ou de gabbro.

Des faciès de ce type, qui proviennent du démantèlement d'un ancien fond océanique (coulées débris, turbidites grossières et olistolites), ont été mis en évidence en mer (Lagabrielle, 1982; Lagabrielle *et al.*, 1982; Lagabrielle et Auzende, 1982) et sont maintenant bien connus à terre, notamment en Queyras (Lagabrielle et Cotten, 1984; Lagabrielle et Polino, 1985; Lagabrielle *et al.*, 1985).

Sur cette feuille, des affleurements typiques à cet égard se localisent près de Susa, à l'amont immédiat de la chapelle de la Madona dell' Ecova (versant rive gauche de la Doire; route de Pampalu). La figure 7 (p. 43) reproduit l'essentiel de la coupe observable.

λ. **Quartzites.** Une multitude de faciès existe. Le faciès le plus commun est un quartzite généralement micacé, en petits bancs. Ces niveaux sont fréquents dans l'unité liguro-piémontaise inférieure où ils affleurent associés à de plus rares gneiss et des micaschistes à grenat et chloritoïde en particulier.

ζ; ζ<sup>Na</sup>; ζ<sub>ε</sub>. **Gneiss.** Là encore, de nombreux faciès coexistent et plus particulièrement dans les unités liguro-piémontaises médianes.

Des **gneiss albitiques** (ζ<sup>Na</sup>) (« gneiss du Charbonnel » de R. Michel, 1953) arment de nombreux ressauts rocheux depuis la vallée de la Lombarde près de Vincendières, en France, jusqu'au revers est de Rocciamelone, en Italie.

On observe également des faciès de **gneiss prasinitiques** (ζ<sub>ε</sub>) soit en niveaux indépendants, soit au contact prasinites—gneiss albitiques.

Ils correspondent, pour les premiers à d'anciens dépôts d'origine purement continentale (méta-arkoses), et pour les seconds à des mélanges de matériaux gréseux ou arkosiques avec des arénites basiques.

#### NAPPE DE LA POINTE DU GRAND-VALLON

cF. **Métaflysch du Crétacé terminal.** Il s'agit de séquences de calc-schistes siliceux et de schistes noirs, associées à quelques niveaux quartzitiques sombres. Cette formation présente des caractéristiques d'anciens dépôts de type flysch distal formé de turbidites gréseuses ou calcaires déposées dans un fond sédimentaire d'argiles hémipélagiques non calcaires, probablement sédimentées sous la C.C.D. La base stratigraphique originelle de cette formation n'est pas connue.

Elle repose tectoniquement tantôt sur les unités océaniques médianes, tantôt sur les unités briançonnaises.

Elle a fourni une association de foraminifères planctoniques attribuable au Maastrichtien supérieur (*Globo truncanita stuarti*?, *G. angulata*, *Globo truncana linneiana*?, *Rosita contusa*?, *R. fornicata*? : Deville, 1986b). Cette formation est à comparer (au métamorphisme près) avec le Flysch à helminthoïdes auquel elle peut être corrélée, par son faciès et par son âge. Elle est associée, en divers endroits, à sa base géométrique actuelle, à des niveaux de schistes noirs, verts ou roux qu'il est possible de comparer avec le complexe de base du Flysch à helminthoïdes et qui pourraient ainsi avoir un âge plus ancien.

Ces schistes lustrés, de faciès particulier, ont été clairement identifiés en rive droite de l'Arc où ils constituent l'essentiel du massif de la pointe du Grand-Vallon. On les retrouve également, sur la feuille Tignes, dans le massif des pointes de Lorès (Deville *et al.*, 1991).

### ÉVAPORITES ET CARGNEULES DES CONTACTS ANORMAUX

**tG. Gypses et anhydrites (Carnien probable).** Les évaporites sont rapidement remarquables par leur couleur blanche soutenue et leur rôle morphologique (entonnoirs de dissolution). Elles affleurent largement dans la dépression du Mont-Cenis, depuis les pentes septentrionales du massif de Bellecombe à l'Ouest, jusqu'au pied du mont Tour près de l'Alpi Carolei à l'Est. Elles forment en particulier une partie du fond de la retenue du Mont-Cenis. On les retrouve également en rive gauche de l'Arc, dans la fenêtre de la Carmagnole, où elles emballent d'énormes bloc-klippes de séries briançonnaises.

Gypses et anhydrites jalonnent généralement le contact séparant les unités briançonnaises internes et les unités de schistes lustrés (« nappe des gypses » de F. Ellenberger, 1958) et dessinent parfois d'étroites et longues bandes discontinues (flancs de plis isoclinaux serrés rompus) à l'intérieur de ces schistes lustrés (« digitation » du Mont-Cenis).

Ces matériaux sont associés d'une part à des niveaux de schistes et de grès à plantes, d'autre part à des cargneules.

Les schistes et les grès à *Equisetum* ont été finement cartographiés par M. Gay (1971) dans ce secteur et datés du Carnien (tS sur cette feuille). De ce fait, les évaporites ont vraisemblablement le même âge (ensemble parallélisable aux évaporites et « grès à roseaux » du Keuper moyen germanique).

**Kr. Cargneules.** Leur gisement revêt des formes variables : elles forment en général de larges et longues bandes discontinues au sein des

gypses. Elles peuvent apparaître aussi sous forme de filons sécants aux évaporites ou de pics étroits mimant des intrusions, à la manière des formes décrites par Lu Chia Yu (1985) en Tarentaise dans les évaporites de la semelle des schistes lustrés du mont Jovet.

Le faciès le plus fréquent est celui de brèches à matrice dolomitique et éléments hétérométriques des séries Briançonnaises et des diverses séries de schistes lustrés.

L'origine de telles roches est généralement considérée comme tectonique. Elles proviendraient de la bréchification hydraulique. L'eau nécessaire à la réaction serait issue des évaporites de même âge (Mason, 1972; Debelmas *et al.*, 1980). Des travaux récents menés dans les Préalpes (Jeanbourquin, 1988; Amieux et Jeanbourquin, 1989) amènent à penser qu'elles pourraient avoir, dans certains cas, une origine purement sédimentaire.

L'essentiel des cargneules de la feuille Lanslebourg a été rangé dans la catégorie des brèches tectoniques, compte tenu du gisement de ces roches. L'âge de ces cargneules est donc nécessairement post-Trias supérieur et au moins crétacé supérieur (âges des premiers assemblages de haute pression connus dans les unités de marge les plus proches du paléo-océan ou unités piémontaises *s.s.*); il appartient en outre, vraisemblablement, à plusieurs périodes (polyphasage).

Toutefois, des cargneules de remaniement paraissent bien exister dans la dépression du Mont-Cenis. Notées RK, elles sont décrites au chapitre des terrains quaternaires.

## QUATERNAIRE

X. **Remblais.** Dépôts artificiels liés notamment à l'édification des plans d'accès et du barrage du Mont-Cenis.

U. **Travertins et brèches de pente.** Il s'agit généralement de croûtes ou de dépôts carbonatés (et sulfatés?) liant des formations de pente superficielles (forêt de Lanslebourg, Gran Scala). La cimentation provient d'eaux séléniteuses issues de circulation dans les évaporites du secteur du mont Cenis.

E; EJ. **Éboulis; éboulis en cône d'avalanche.** Au pied des nombreuses barres rocheuses, les éboulis peu épais couvrent d'importantes surfaces. Ils sont localement remobilisés et mélangés avec les matériaux de cônes d'avalanches soulignés par des blocs épars. Dans certains cirques glaciaires, les éboulis sont repris et mis en mouvement sous forme de glacier rocheux (*cf.* notamment Kaiser, 1975, 1982).

**Écroulements, tassements.** Ils affectent les versants présentant des contraintes topographiques très fortes. Les formations meubles mo-

rainiques, de type moraine de fond, peuvent également être instables et donner lieu à des glissements de terrain importants (mont Cenis).

**Écroulement de la Madeleine.** D'épaisseur supérieure à 170 m, pour un volume de l'ordre de 30 à 35 Mm<sup>3</sup> et une surface au sol de 3 km<sup>2</sup>, il provient de l'écroulement du versant nord-ouest de la pointe des Pignes, en rive gauche de l'Arc. Le cirque de départ se développe entre 2 500 et 3 061 m.

D'une manière générale, l'écroulement est constitué de blocs de schistes lustrés très hétérométriques et d'une matrice argileuse ou marneuse bien représentée vers l'aval. Dans le détail toutefois, il semblerait que l'on puisse séparer dans cet ensemble des matériaux liés à l'écroulement et d'autres façonnés par une ou des coulées boueuses.

Il s'appuie sur une formation basale à galets de gneiss, de roches vertes et de schistes lustrés, attribuable à la moraine de fond du dernier glacier de l'Arc. L'écroulement de la Madeleine est donc postérieur au retrait glaciaire wurmien.

**Jz. Cônes de déjection.** Constitués essentiellement d'éléments propres à leurs bassins-versants, ils imposent leur morphologie au paysage des vallées. Ils se répartissent en deux niveaux :

— un niveau bas qui regroupe la majorité d'entre eux. Les cônes se raccordent alors aux alluvions de fond de vallée (vallée de la Doire à l'aval de Suse);

— un niveau haut dans lequel les cônes sont perchés par rapport au fond des vallées. Ils se raccordent à des surfaces alluviales de cotes plus élevées (vallée de l'Arc à l'aval de Lanslevillard, vallée de la Doire à l'amont de Suse). Certains sont entaillés par les cônes du niveau bas. On ne peut pas attribuer (en se référant à la position des cônes) un même âge à tous les cônes perchés. Ceux-ci l'ont été suite à des abaissements des niveaux de base des vallées, sans relations isochronologiques.

**Fz. Alluvions actuelles fluviales, lacustres et torrentielles.** Sont regroupées sous ce figuré toutes les alluvions de fond de vallée ou de dépression, d'âge récent.

Dans la vallée de l'Arc, ces alluvions torrentielles à fluviales sont toujours emboîtées dans des formations lacustres à fluvio-glaciaires plus anciennes et dans les cônes de déjection associés. Elles sont en général peu épaisses (moins de 10 m) et déterminent une seule terrasse majeure (Lanslebourg).

Dans la vallée de la Doire, large et à fond plat, les alluvions fluviales à torrentielles sont plus imposantes. Leur épaisseur nous est inconnue à ce jour. Les cônes de déjection se raccordent calmement à ces alluvions de fond de vallée à l'aval de Suse. À l'amont,

dans un secteur à pente plus forte, les alluvions de vallée recourent les cônes de déjection. Elles ne déterminent qu'une terrasse (Venaus).

**Fy2. Alluvions de comblement du lac de Bessans.** Elles résultent du remplissage du lac naturel de Bessans, créé à l'amont de l'écroulement de la Madeleine. Ce lac était alimenté par les torrents de l'Arc à l'amont, d'Avérole et du Ribon en rive gauche.

Les successions lacustres classiques ont été retrouvées, de la base vers le sommet et de l'aval du bassin vers l'amont. Il s'agit respectivement :

- des argiles et des silts laminés de fond de lac, sur plus de 80 m à l'aval du bassin (Champsuit, Les Lovatières). Un âge anté-holocène leur a été attribué sur des bases palynologiques. Elles ont été utilisées à la constitution du noyau étanche du barrage en enrochement du Mont-Cenis;
- des sables et des sables grossiers à passées graveleuses, inclinés vers le centre de la vallée, issus de la progradation deltaïque du Ribon (coupes visibles à Traribon) et d'Avérole (53 m d'épaisseur ont été reconnus par sondages au Carreley);
- des graviers et des galets subhorizontaux ou faiblement inclinés. Ils témoignent de la fin du comblement lacustre (vers 1720 m au niveau du Ribon).

Elles font place ensuite à des matériaux plus grossiers, disposés en vastes cônes de déjection (Ribon—Avérole) qui se rejoignent pratiquement à Bessans.

Les alluvions torrentielles d'Avérole enveloppent les deux arcs morainiques frontaux du Villaron qui n'émergent plus que de quelques mètres.

L'observation des faciès ici rencontrés et de leur répartition spatiale, nous conduit à considérer que le lac d'écroulement de Bessans a évolué régulièrement à la baisse entre les cotes 1745 m (Villaron) et 1700 m à l'aval. Il n'apparaît pas de vidange brutale du plan d'eau.

L'ensemble des alluvions de Bessans a ensuite été recoupé par l'Arc qui s'est encaissé en façonnant énergiquement trois « terrasses » qu'il n'a recouvert que par quelques décimètres de galets.

**Fy1. Alluvions anciennes wurmiennes (glacio-lacustres à fluvio-glaciaires).** Elles sont représentées par des alluvions compactées, en position inframorainique dans le bassin de Lanslevillard—Lanslebourg à l'arrière du verrou du Barrioz, et dans la vallée du Ribon à l'amont du verrou du Soliet. Ces alluvions sont aujourd'hui fortement entaillées par les cours d'eau. Elles subsistent en « banquettes », latéralement aux vallées.

● La **série du Ribon** est entièrement lacustre. Elle comprend des silts, des sables et des sables graveleux de fore-set, sur plus de 50 m

d'épaisseur, qui témoignent d'apports depuis un glacier de l'Arc occupant la vallée de Bessans. La série du Ribon est recouverte par une moraine locale du glacier de Rochemelon, à éléments de schistes lustrés uniquement.

● La **série de Lanslebourg**, visible dans la carrière des Contamines à Lanslebourg, est plus complexe et plus développée. Elle montre, du bas vers le haut :

— plus de 10 m de silts et d'argiles grises laminés de fond de lac, à rares galets (bottom-set beds) ;

— 12 à 15 m de lits de sables gris et petits galets inclinés de 30° vers l'aval de la vallée. Ces litages obliques (fore-set beds) présentent une granodécroissance normale ;

— 8 à 10 m de graviers et de galets de taille inférieure à 5 cm, à enduit ferrugineux. Ils constituent le sommet de la série lacustre (top-set beds) vers 1 405 m d'altitude. Cet ensemble lacustre, enregistrant une sédimentation deltaïque progradante dans un environnement glaciaire très proche, ne comporte que des sédiments fins d'épaisseur pluridécamétrique à l'Ouest (Les Essarts). À l'amont de Lanslebourg, en revanche, de tels niveaux fins ne sont pas visibles ;

— 5 à 7 m d'alluvions fluviales à fluvio-glaciaires, plus grossières (cailloutis), à litage horizontal, polygéniques, à enduit ferro-manganesifère et plus ou moins conglomérées. Ces cailloutis sont développés d'une part vers Lanslebourg—Le Mollard où ils recouvrent encore des sédiments grossiers lacustres, et d'autre part jusqu'au verrou de Lanslevillard où ils fossilisent la gorge ancienne de l'Arc. La puissance de ce matériel fluvio-glaciaire est alors d'une vingtaine de mètres. Le niveau sommital de cette plaine fluvio-glaciaire varie entre 1 440 m et 1 400 m d'altitude ;

— 5 à 6 m de moraine. Riche à la base en galets de roches vertes et de marbres plus arrondis et striés et, vers le haut, en blocs énormes de schistes lustrés, cette moraine peu puissante, de l'Arc, recouvre la série alluviale. Elle correspond à une moraine de fond consécutive à une des rares récurrences glaciaires identifiables dans les hautes vallées alpines. Les déformations en plis souples observables dans la partie orientale de la carrière des Contamines en témoignent.

Finalement, la carrière résulte du remplissage glacio-lacustre, lacustre, puis fluvio-glaciaire d'un lac pro-glaciaire au cours de la déglaciation wurmienne. Ce lac, de cote stable et voisine de 1 405 m, bloqué par le verrou du Barrioz à l'Ouest, avait une extension longitudinale de l'ordre de 5 km pour une plus grande largeur de 1 km.

L'ensemble alluvial recouvert par la récurrence glaciaire s'étend, quant à lui, sur près de 7 km.

Gwb. **Glaciaire tardi-wurmien à historique, avec glacier rocheux et vallum.** Sont regroupés sous cette notation toutes les moraines des cirques glaciaires d'altitude, à vallums frais. Certaines sont encore alimentées par des glaciers relictuels, comme dans le secteur de l'Al-

baron—Les Evettes où ils sont les mieux représentés. Mais la majorité de ces moraines est à attribuer aux crues glaciaires du 18<sup>e</sup> siècle. Il est à signaler que la morphologie des arcs morainiques s'atténue rapidement à l'aval des stades historiques. En l'absence d'éléments de datation, ils ont été rangés avec les moraines wurmiennes.

Les glaciers rocheux ont été, pour leur part, rattachés au glaciaire historique. Ils présentent de nombreux bourrelets d'accumulation de blocs mis en mouvement grâce au film de glace reliant les blocs les uns aux autres. Ces glaciers rocheux, encore actifs pour certains, se rencontrent parfois à l'aval de zones peu propices à la formation de glaciers (Lanserlia,...).

Gwa ; GwaV. **Glaciaire wurmien.** Il tapisse le bas des versants. Ce sont les moraines de fond qui sont les mieux représentées et constituées de blocs et de galets hétérométriques, de lithologie variée, assemblés par une matrice grise sableuse à argileuse. Les associations pétrographiques déterminent le bassin d'alimentation du glacier ayant déposé la moraine. Ainsi, la moraine de l'Arc est caractérisée par l'association gneiss ocellés-schistes lustrés. Aucun élément ne nous permet de dater précisément ces moraines wurmiennes.

Nous rattachons à ces moraines la moraine à blocs démesurés qui termine la série glacio-lacustre et fluvio-glaciaire de l'ombilic de Lanslebourg. Elle résulte vraisemblablement d'une récurrence locale du glacier de l'Arc au cours de la déglaciation définitive, antérieurement aux deux arcs morainiques du **Villaron** (GwaV), témoins quant à eux du dernier grand stationnement glaciaire dans la vallée de l'Arc avant le retrait définitif des glaces dans les hautes vallées.

Sous l'effet de conditions climatiques particulières (température élevée, pluies orageuses,...), une croûte décimétrique permet la conservation de lambeaux morainiques sur les pentes très accentuées de la vallée de Suse.

**RK. Cargneules de remaniement.** Dans le vallon du Petit-Mont-Cenis, des amas de cargneules plus ou moins reconstituées s'intègrent mal dans la géométrie du contact majeur qui conditionne la dépression. Localement, elles paraissent reposer sur des matériaux de remaniement superficiel. Il pourrait s'agir en fait de moraines locales alimentées presque exclusivement par des cargneules du versant rive gauche.

## MÉTAMORPHISME

Les unités tectoniques représentées sur la feuille Lanslebourg—Mont-d'Ambin ont connu à l'Alpin une histoire métamorphique complexe et polyphasée (Caby *et al.*, 1978). Ces métamorphismes, qui appartiennent aux domaines de la haute pression, se superposent localement à un métamorphisme plus ancien, préalpin.

## Les assemblages reliques d'un métamorphisme antéalpin

Des reliques sporadiques d'assemblages préalpins du faciès amphibolite ont été mises en évidence d'une part dans le massif d'Ambin (« groupe de la Clarea ») et dans le massif de l'Arpont (« série grise des micaschistes de l'Arpont ») par M. Gay (1971) et J. Bocquet (1974a et b), d'autre part dans le massif du Grand-Paradis, plus particulièrement dans l'encaissant paradérivé des orthogneiss tardi-hercyniens, par J.M. Bertrand (1968), E. Callegari *et al.* (1969), R. Compagnoni *et al.* (1974) et G.V. Dal Piaz et B. Lombardo (1985).

Il s'agit en général d'assemblages à biotite, grenat, muscovite et hornblende. La sillimanite n'a été reconnue que dans le massif du Grand-Paradis.

Leur développement est généralement rapporté au cycle hercynien (cf. *infra*).

Dans les diverses écaillés de la frange nord du massif de Dora Maira, de tels assemblages préalpins paraissent bien exister mais n'ont pas donné lieu à de véritables descriptions (Bortolami et Dal Piaz, 1970; Pognante, 1980).

## Le métamorphisme alpin de haute pression

Il est plurifacial, polyphasé et affecte la totalité des unités.

Sur la carte du métamorphisme (fig. 9), les limites des diverses zones correspondent en général aux contacts tectoniques majeurs et possèdent une géométrie relativement simple.

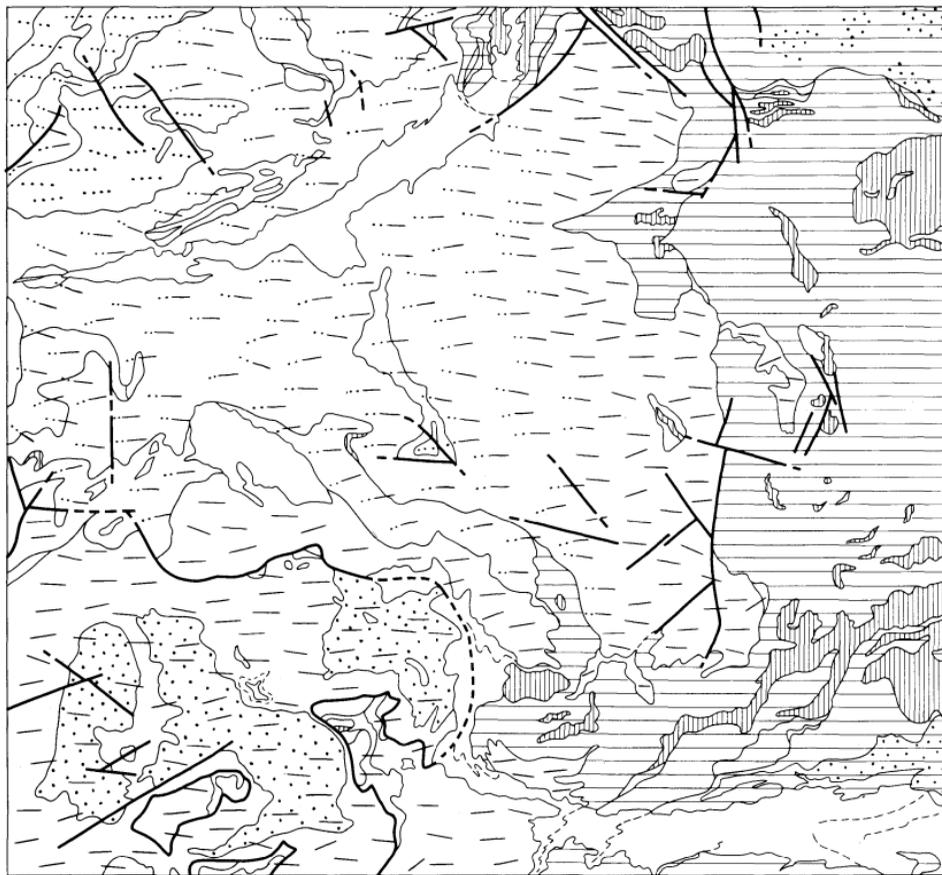
Trois zones de métamorphisme peuvent être séparées sur le territoire de la feuille.

● **Faciès éclogitique repris en faciès schiste vert.** Les éclogites sont développées dans la partie la plus orientale de la feuille et affectent les unités structurales les plus basses (unités piémontaises *s.s.* et unités liguro-piémontaises inférieures).

Les assemblages HP remarquables sont à omphacite, grenat, ± glaucophane, ± zoïsite, ± paragonite, ± chloritoïde, ± rutile dans les metabasites; à jadéite + quartz dans les lithologies felsiques; et à phengite, grenat, ± chloritoïde, ± glaucophane dans les micaschistes et les calcschistes.

Les conditions thermodynamiques de la recristallisation sont proches dans les différentes unités, notamment en ce qui concerne les températures :

—  $T = 500 \pm 50^\circ\text{C}$  et  $P = 13-18$  kbar pour les metabasites des unités liguro-piémontaises inférieures (Pognante et Kiénast, 1987; Pognante, 1989);



**Fig. 9**  
**Schéma des zones**  
**de métamorphismes alpins**  
**(Fudral et Pognante)**

-  Faciès éclogitique repris en schiste vert
-  Faciès schiste bleu de basse température repris en schiste vert
- Faciès schistes bleus superposés (?)
  -  1 - à forte empreinte basse température, repris en schiste vert
  -  2 - à forte empreinte haute température, repris en schiste vert
-  Sporadiques assemblages reliques en faciès amphibolite, dans les socles biançonnais internes (Ambin) et piémontais s.s. (Grand-Paradis et Dora Maira)
-  Serpentinites

- $T = 500 \pm 50^{\circ}\text{C}$  et  $P > 9-10$  kbar pour le massif de Dora Maira (Pognante et Sandrone, 1989);
- $T$  de l'ordre de  $450-500^{\circ}\text{C}$  à des pressions supérieures à 10 kbar et généralement comprises entre 12 et 16 kbar (Kiénast et Ballèvre, 1986; Ballèvre, 1988; Biino et Pognante, 1989) pour le massif du Grand-Paradis. L'analyse des paragenèses éclogitiques a permis de mettre en évidence un régime de pression légèrement plus fort dans les gneiss du Grand-Paradis que dans le matériel des unités liguro-piémontaises inférieures (Chopin, 1981).

● **Faciès schiste bleu de basse température repris en faciès schiste vert.** Ils affectent essentiellement les plus hautes unités structurales des schistes lustrés (unités liguro-piémontaises supérieures et unité de la pointe du Grand-Vallon). On le retrouve également dans certaines unités Briançonnaises internes (Nord-Ouest de la feuille).

Les assemblages HP comprennent glaucophane, lawsonite,  $\pm$  zoïsite,  $\pm$  pumpellyite dans les metabasites; phengite et lawsonite dans les micaschistes et les calcschistes; enfin jadéite  $\pm$  quartz dans quelques roches felsiques.

En Vanoise, l'apex de ce métamorphisme est situé vers  $T = 300-320^{\circ}\text{C}$  et  $P = 6$  kbar et appartient au faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde défini par B. Goffé (1982).

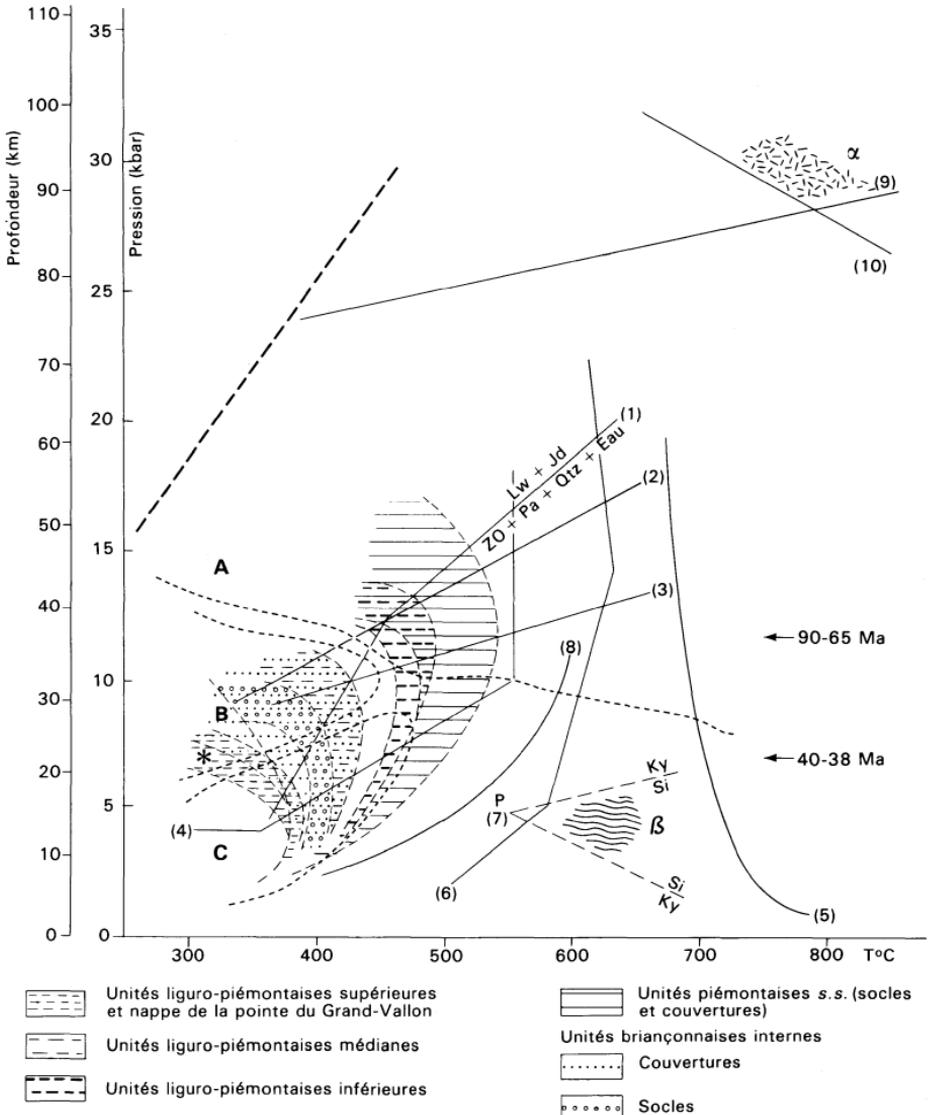
● **Faciès schistes bleus superposés (?) repris en faciès schiste vert.** Ils s'observent d'une part dans une partie des socles Briançonnais internes et de leurs couvertures susjacentes généralement décollées (Gay, 1971; Bocquet, 1974), d'autre part dans les matériaux des unités liguro-piémontaises médianes.

Chaque ensemble paraît bien offrir deux assemblages HP de faciès schiste bleu superposés. L'un est de basse température, l'autre de haute température.

Dans le premier cas, les assemblages comprennent glaucophane, lawsonite,  $\pm$  zoïsite,  $\pm$  pumpellyite dans les metabasites; phengite et lawsonite dans les micaschistes et les calcschistes; enfin jadéite  $\pm$  quartz dans quelques roches plus acides.

Dans le second cas, les paragenèses sont à glaucophane, zoïsite et grenat dans les metabasites; à phengite, grenat et jadéite dans les micaschistes et les gneiss.

Toutefois, il apparaît que la distribution de chacun de ces faciès n'est pas homogène. L'empreinte HP-HT est majeure dans le massif d'Ambin et ses couvertures décollées ainsi qu'à la base ou vers la base des unités de schistes lustrés médianes (matériel riche en calcschistes, micaschistes et gneiss dont les gneiss du Charbonnel). En revanche, l'empreinte HP-BT apparaît nettement dans le reste des unités médianes.



1 à 10 : courbes d'équilibre de réactions expérimentales entre quelques minéraux de métamorphisme.

- (1) lawsonite + jadéite = zoïsite + paragonite + quartz + eau et lawsonite + albite = zoïsite + paragonite + quartz + eau (2) albite = jadéite + quartz ; (3) albite = omphacite + quartz  
 (4) limites de stabilité de la glaucophane ; (5) solidus granitique ( $X \text{ H}_2\text{O} = 0,4$ )  
 (6) limites de stabilité du chloritoïde ; (7) P = point triple des silicates d'alumine (Si = sillimanite)  
 (8) limites de stabilité de l'oligoclase ; (9) coésite = quartz  
 (10) pyrope + coésite + eau = disthène (ou kyanite) + talc

L'astérisque souligne la position de la zone à carpholite

A, B et C : champs des faciès minéraux du métamorphisme. A, faciès des éclogites ; B, faciès schiste bleu et C, faciès schiste vert.

Pour mémoire, ont été positionnés, en  $\alpha$ , les roches ayant connu à l'Alpin les conditions de P et T les plus fortes établies à ce jour dans les Alpes (complexe de Brossasco-Isasca du socle Dora Maira Sud) et en  $\beta$ , les assemblages métamorphiques reliques préalpins des socles Briançonnais internes.

**Fig. 10 - Trajets P-T-t des unités litho-structurales**

(d'après les données de Ballèvre, 1988 ; Bertrand, 1968 ; Biino et Pognante, 1989 ; Bocquet, 1974 ; Chopin, 1981, 1984, 1987 ; Gillet *et al.*, 1985 ; Goffé, 1975, 1982 ; Goffé et Velde, 1984 ; Kiénastr et Ballèvre, 1986 ; Kiénastr et Lombardo, 1987 ; Monié, 1990 ; Pognante, 1984, 1989, 1991 ; Pognante et Kiénastr, 1987 ; Pognante et Sandrone, 1989 ; Saliot, 1986).

## Le métamorphisme alpin de basse pression

En faciès schiste vert, il est surimposé aux paragenèses de haute pression mais montre une distribution irrégulière.

Il conduit à des associations minérales à albite, chlorite, épidote, actinote, ± biotite verte, ± stilpnomélane. Les conditions de cristallisation de ces assemblages rétrogrades ont été estimées à  $400^{\circ} < T < 500^{\circ}\text{C}$  et  $P < 5\text{-}6$  kbar (Chopin, 1979; Pognante, 1984).

### Âge des métamorphismes

- Les **assemblages reliques antéalpines** offrent tous des âges anté-namuriens (micas blancs à 300-320 Ma, méthode K-Ar : Bocquet *et al.*, 1974; biotite du groupe de la Clarea à 340-360 Ma, méthode  $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$  : Monié, 1990).

- **Métamorphismes alpins de haute pression.** Les assemblages éclo-gitiques des unités piémontaises *s.s.* et liguro-piémontaises inférieures fournissent des âges compris entre 90 et 65 Ma. Ces métamorphismes éoalpines ont été obtenus par la méthode K-Ar sur des micas et des amphiboles, ou par celle des isotopes de l'argon sur des phengites. Les âges de traces de fissions sur zircons déterminés par J. Carpéna (1984, 1985) dans le massif du Grand-Paradis s'inscrivent aussi dans cet intervalle.

Les minéraux HP, de faciès schiste bleu, des unités Briançonnaises internes, devraient appartenir pour le moins au Tertiaire basal compte tenu du fait que la série Briançonnaise se développe jusqu'à l'Éocène inférieur. Certains groupes d'âges se situent effectivement dans l'intervalle 38-40 Ma (événement mésoalpin ou alpin *s.s.* : Bocquet *et al.*, 1974; Chopin et Maluski, 1978, 1980).

Quant aux minéraux HP des unités liguro-piémontaises médianes, les données radiochronologiques manquent. Tout au plus peut-on penser qu'ils appartiennent, au moins pour certains, à l'intervalle 90-65 Ma (Deville, 1987; Deville *et al.*, 1991, 1992). Compte tenu de la structuration commune du matériel de ces unités et de celui des unités Briançonnaises internes, on admettra également l'existence d'un métamorphisme HP d'âge mésoalpin dans ces unités médianes. Dans ces dernières, le métamorphisme alpin HP serait donc polyphasé et plurifacial.

- **Métamorphisme alpin de basse pression.** Marquant l'évolution rétrograde des divers assemblages HP, son âge est nécessairement tertiaire (fini-éocène et oligocène probable).

La figure 10 résume les trajets P-T-t vraisemblables de chacune des unités litho-structurales.

## APERÇU STRUCTURAL

Le schéma structural et les coupes géologiques révèlent un édifice complexe. L'architecture de cette portion de la chaîne alpine provient de la superposition d'épisodes tectoniques contemporains de la fermeture de l'aire océanisée téthysienne et de la collision continentale. Les étapes successives de cette évolution (Deville, 1987 : p. 232-233) conduisent à plusieurs générations de structures.

Ces dernières apparaissent d'autant plus claires qu'elles sont jeunes. Des plus anciennes aux plus jeunes et à l'Alpin, on distingue :

- la structuration de l'océan en cours de fermeture ;
- les premières nappes collisionnelles. Nées en conditions profondes crustales, elles proviennent de la collision marge-océan ;
- les secondes nappes collisionnelles. Egalement nées en conditions profondes, elles correspondent à la collision du premier édifice réalisé avec le domaine briançonnais interne ;
- les structures tardives, ensialiques, liées au réajustement de la chaîne.

Les principales relations entre microstructures et cristallisations métamorphiques sont résumées, par exemple, dans les travaux de A. Nicolas (1966 : p. 374), M. Gay (1971a : tabl. 24), B. Allembach (1982 : p. 62) et U. Pognante et R. Sandrone (1989 : p. 62).

### **Les toutes premières structures compressives alpines**

Elles sont mentionnées pour mémoire. Apparaissant en effet précocement en domaine océanique, leur reconnaissance demeure délicate.

Seule la traduction superficielle de ces événements atteste leur existence. Il s'agit du développement de formations détritiques de type flysch, d'abord à l'intérieur du domaine océanisé puis également sur la bordure continentale. Datées par des microfaunes du Crétacé supérieur basal, ces formations traduisent probablement la fermeture par écaillages intra-océaniques et subduction du paléo-océan.

### **Les premières nappes collisionnelles**

Elles lient les premières unités structurales issues de la fermeture de l'océan à l'extrême bordure continentale européenne.

Les structures observables, de nature ductile, sont les plus évidentes en limite des deux ensembles litho-structuraux. Elles sont ainsi analysables au Sud, en rive gauche de la Doire, sur la retombée septentrionale du massif de Dora Maira et, au Nord, sur la retombée méridionale du massif du Grand-Paradis.

En ces points, des plis isoclinaux serrés et des écaillages affectent fortement des lames de socle cristallin préalpin, des lambeaux de leur

couverture alpine ainsi que des écaillés du paléo-plancher océanique (*cf.* encart, coupes 1 et 3).

En rive gauche de la Doire, de telles structures apparaissent au niveau du petit massif du Truc del Vento ainsi que sur le revers sud de la Grand Uia (voir panorama en encart).

Les directions structurales, proches actuellement de E-W, représentent vraisemblablement des directions réorientées par les tectoniques ultérieures.

Ces événements synmétamorphes, réalisés en conditions du faciès écolitique, appartiennent à l'intervalle de temps 90-65 Ma (phase éoalpine) et conduisent à l'individualisation d'une première (ou des premières) ceinture métamorphique alpine. Ainsi, la plupart des schistes lustrés (unités issues de l'océan et unités issues de la bordure continentale) possèdent-ils une structuration synschisteuse propre, antérieure à la collision de ce premier édifice avec les matériaux du domaine briançonnais interne, indemne de toute structuration profonde à cette époque. Rappelons en effet que la série sédimentaire du domaine briançonnais s'élève en continuité jusqu'à l'Éocène inférieur (ou moyen?).

### **Les secondes nappes collisionnelles**

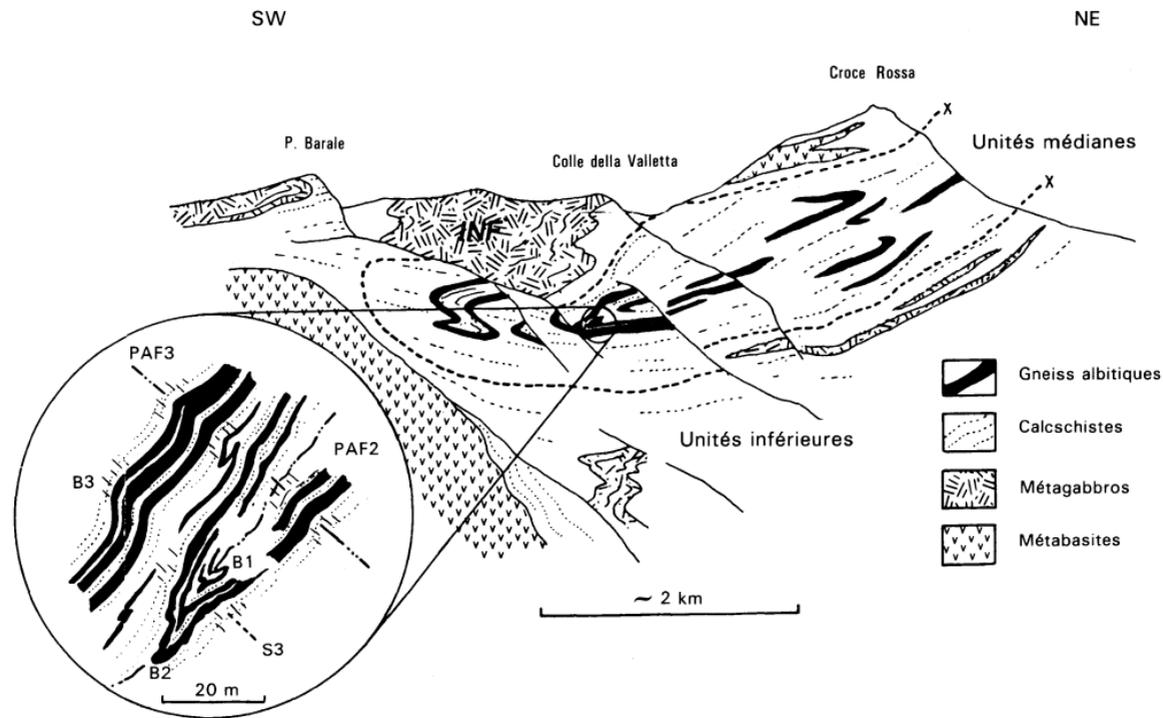
Elles lient les matériaux de la première ceinture métamorphique à ceux du domaine briançonnais interne.

Elles sont donc postérieures au début du Tertiaire. Les preuves indubitables et spectaculaires du plissement commun existant entre les unités briançonnaises internes et le complexe des schistes lustrés sont, d'une part, les digitations de l'Iseran (encart, coupe 1) et du Mont-Cenis (coupe en marge de la carte), étroites mais vastes structures plicatives à cœur armé de matériel briançonnais interne et de gypses; d'autre part, la fenêtre de Lanslebourg.

Elles conduisent à des structurations E-W, transverses à la chaîne, remarquables dans tout le secteur considéré (*cf.* schéma structural).

Un intense étirement, à toute échelle, caractérise les divers épisodes de déformation concernant ces nappes. Il provoque au moins localement des discontinuités d'affleurement qui nuisent à l'établissement d'une série stratigraphique.

● **Structures plicatives.** Elles se développent successivement, depuis des niveaux structuraux profonds vers des niveaux superficiels. Dans le détail, trois générations superposées de plis sont, en général, différenciées (*cf.* en particulier Allenbach, 1982; Perotto *et al.*, 1983; Siddans et Ouazzani, 1984; Deville, 1987).



Le mégapli kilométrique commun aux schistes lustrés des unités liguro-piémontaises inférieures et médianes forme l'essentiel du versant.  
 L'agrandissement d'une partie de la charnière révèle trois générations successives de déformations synschisteuses  
 B1, B2 et B3 : charnières de plis de phase 1, 2 et 3  
 PAF2 et PAF3 : plans axiaux des phases 2 et 3  
 S3 : schistosité 3

**Fig. 11 - Panorama du versant oriental de la Croce Rossa (3566 m)**  
 (extrait de Perotto *et al.*, 1983)

Les premiers plis, isoclinaux à fort « aplatissement » et à axes courbes, possèdent les caractères des plis en fourreaux. À l'échelle décimétrique à métrique, de telles structures sont générales. À l'échelle de la carte, des mégaplis sont bien repérables. Citons à titre d'exemple : — les plis métriques communs aux éléments de couverture briançonnaise interne (quartzites essentiellement) et aux schistes lustrés des unités médianes dans le massif d'Ambin, visibles à la base de la klippe pointe Ferrand—pointe Nibble ; — la structure isoclinale serrée commune aux schistes lustrés de la pointe du Grand-Vallon et à ceux de l'unité océanique médiane, en rive droite de l'Arc, près du massif du Grand Roc-Noir (coupe 1).

Les plis ultérieurs, plus ouverts que les précédents, à schistosité de crénulation, couvrent un plus large spectre de directions structurales (jusqu'à N-S). Le pli du Colle della Vecchia—mont d'Ambin appartient à cet ensemble (encart : coupe 2 et panorama du versant ouest du mont Giusalet).

Ces générations successives de plis sont accompagnées d'autant de structures pénétratives. Les schistes lustrés montrent donc l'organisation la plus complexe. Toutefois, les schistosités les plus tardives demeurent souvent mal individualisées. De ce fait, l'analyse de la plupart des affleurements et des lames minces de roche ne révèle bien que trois superpositions de foliations et de schistosités. Les figures 11 et 12 sont démonstratives à cet égard.

● **Linéations.** L'ensemble des linéations connues à ce jour a été reporté sur la carte :

— *linéations de microplissement.* Dans deux cas particuliers, le massif de I Muret en Italie d'une part, et le massif d'Ambin d'autre part, plusieurs générations de linéations de microplissements ont pu être différenciées. Cependant, ces familles de linéations ne peuvent pas être directement corrélées (trois familles de linéations dans le massif de I Muret pour deux dans le massif d'Ambin). La carte porte donc deux ordres de genèse distincts : 1, 2 et 3 dans le massif de I Muret, a et b dans le massif d'Ambin ;

— *linéations minérales.* Les amphiboles bleues, mais aussi les amphiboles bleu-vert et vertes, ainsi que le chloritoïde et la piémontite ont largement cristallisé durant ces épisodes tectoniques.

La carte des linéations révèle un regroupement significatif des directions à l'intérieur d'un cône dont l'ouverture est comprise entre les directions N80° et N120°. L'enroulement de ces linéations autour d'axes de plis de directions similaires aux précédentes souligne le polyphasage de la déformation.

L'ensemble de ces seconds événements synmétamorphes appartient à l'intervalle de temps 38-40 Ma (phase mésoalpine). Ils conduisent à l'élargissement de la ceinture métamorphique crétacée.

Ils s'achèvent probablement en condition de subsurface en donnant naissance à des contacts anormaux à géométrie relativement simple, séparant des ensembles structuraux composites.



La foliation S1, omniprésente, est associée à des effilochages qui pourraient représenter des plis P1. Cette foliation décrit les plis P2 dont la schistosité de plan axial S2 est crénelée par la schistosité S3 et enroulée par les plis P3.

**Fig. 12 - Dénombrement des structures pénétratives à l'échelle de la lame mince dans les schistes lustrés. Environs du mont Cenis (Allenbach, 1982)**

## Les structures tardives

Comme la vigoureuse tectonique E-W, le développement de dômes tardifs apparaît clairement sur le schéma structural.

Celui d'Ambin est démonstratif ; celui de l'Arpont, surtout développé sur la feuille Modane à 1/50 000 (Debelmas *et al.*, 1989), apparaît peu ; ceux du Grand-Paradis et de Dora Maira sont à l'origine de l'ensellement des Stura, vaste synclinorium de nappes métamorphiques, allongé E-W depuis la vallée de l'Arc jusqu'au massif de Lanzo (Nicolas, 1966).

Ces voissures à grand rayon de courbure reprennent la totalité de l'édifice de nappes. Elles rendent plus difficile la recherche des directions de transport de chaque élément structural.

Des fractures majeures affectent également la région :

— au Nord-Ouest s'achève un accident plurikilométrique, orienté SW-NE, empruntant la vallée de l'Arc essentiellement, ainsi que la dépression Termignon—plan du Lac. Le jeu le plus évident de cette faille est un jeu normal, affaissant le compartiment sud.

Quelques fractures mineures dans la haute vallée de l'Arc et dans le massif d'Ambin possèdent des directions similaires ;

— au NNE, des failles orientées N140° découpent le versant rive gauche de l'Arc. Elles représentent probablement la prolongation méridionale de la faille de l'Isère dont le jeu décrochant puis normal fut mis en évidence par R. Marion (1984). Des fractures du même type sont également développées en rive droite dans le secteur de la nappe de la pointe du Grand-Vallon. Ces deux grandes familles de fractures pourraient avoir joué un rôle dans l'individualisation des dômes tardifs (mouvements décrochants profonds transpressifs) ;

— une troisième famille de fractures apparaît bien en haute Stura di Viu. Orientée N-S, elle affaisse le compartiment ouest. Elle appartiendrait à une structure complexe, masquée de manière discontinue depuis Nice jusqu'aux Alpes graies (Casati et Giovacchini, 1977, *in* Forno et Massazza, 1987).

## Les structures profondes

Le profil géophysique ECORS-CROP Alpes, développé depuis la plaine du Pô en Italie jusqu'au Jura en France, de 1986 à 1987, a recoupé les Alpes graies 8 à 9 km au Nord de l'emprise de la feuille Lanslebourg—Mont-d'Ambin (feuille Tignes à 1/50 000).

Les résultats de la sismique-réflexion verticale et de la sismique-réflexion grand angle (*cf.* Damotte *et al.*, 1990) ne permettent pas d'apporter une interprétation structurale unique de cette partie du domaine pennique des Alpes occidentales.

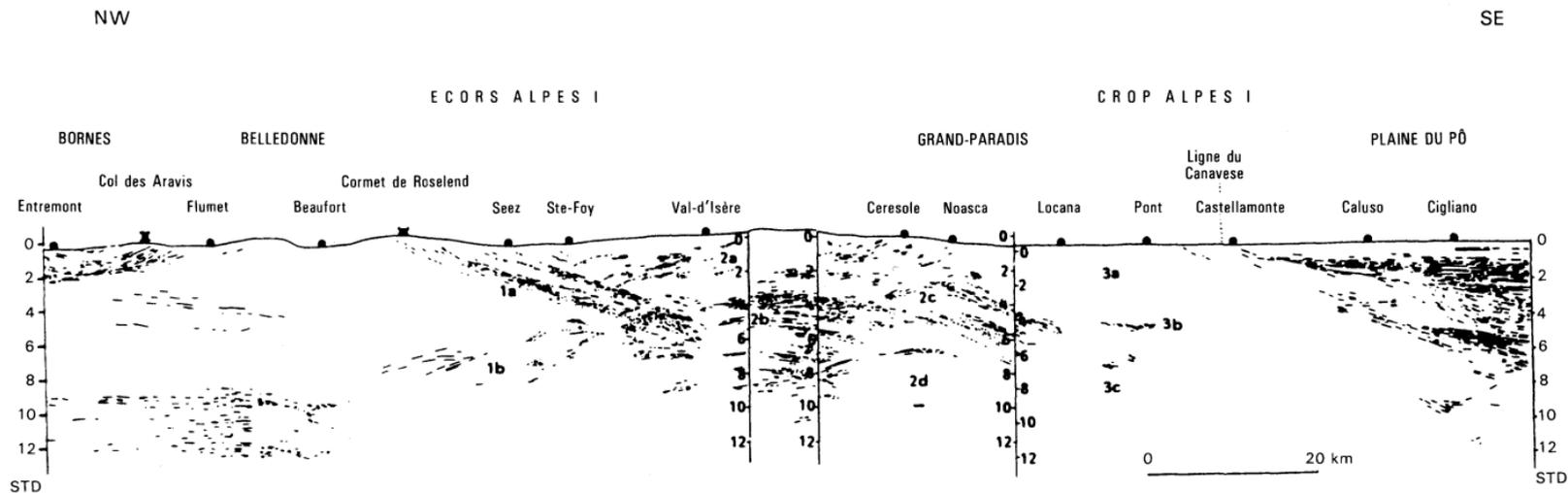


Fig. 13 - Pointé sismique non migré de la partie ECORS-CROP Alpes comprise entre le massif subalpin des Bornes et la plaine du Pô (Tardy *et al.*, 1990)

De la Vanoise orientale à l'ensellement des Stura, le pointé sismique (fig. 13) révèle deux ensembles aux signatures sismiques différentes (Tardy *et al.*, 1990).

• **Sous la Vanoise et sous le Grand-Paradis**, trois zones de réflecteurs peuvent être identifiées :

— entre 0 et 2 s TD, les réflecteurs sont rares et ténus, horizontaux ou faiblement inclinés vers le Nord-Ouest (fig. 13 : 2a);

— entre 3 et 8 s TD, la croûte alpine est beaucoup plus réfléchissante. Son litage présente un profil convexe vers le haut dont l'apex est situé sous la Vanoise orientale (fig. 13 : 2b). Sous le massif du Grand-Paradis, deux zones réfléchitives superposées sont inclinées vers le Sud-Est (fig. 13 : 2c). Elles montrent aussi un profil convexe vers le haut. Vers le bas, ces zones sont plutôt rectilignes;

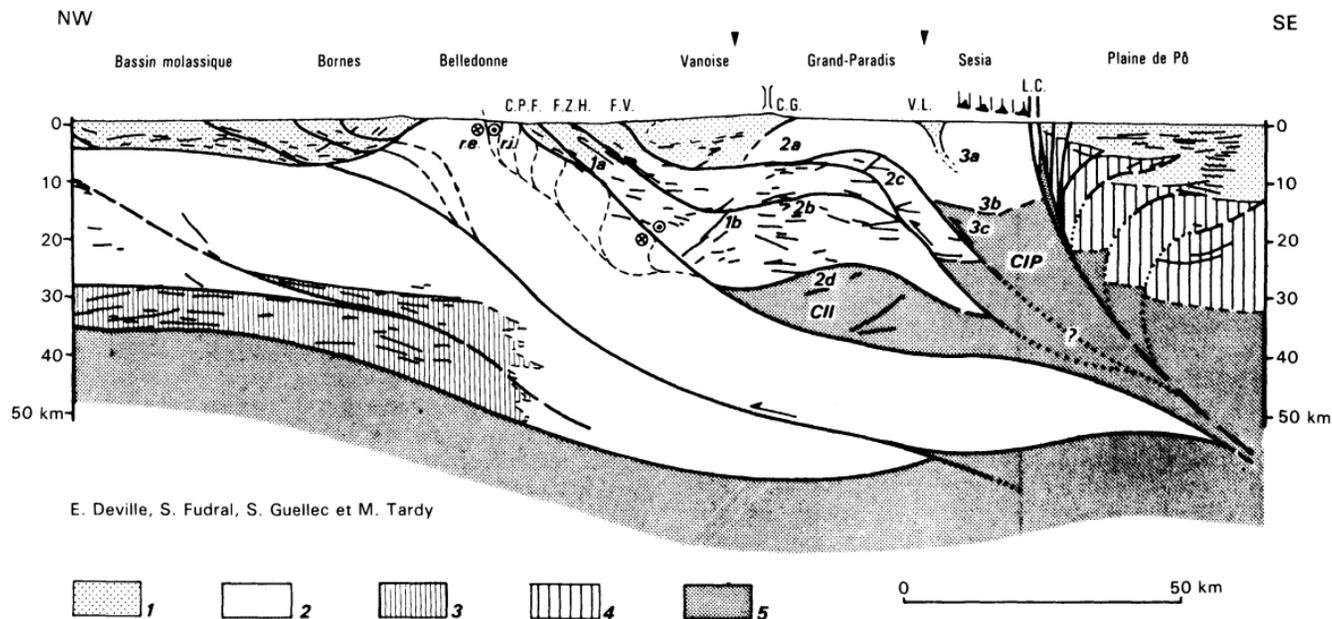
— au-dessous de 8 s TD, la coupe sismique révèle peu ou pas de réflecteurs. C'est approximativement la profondeur où la sismique-réflexion grand angle (ECORS-CROP DSSG, 1989; Thouvenot *et al.*, 1990), quelques dizaines de kilomètres au Sud, a reconnu un réflecteur interprété comme une écaille de manteau entre 25 et 30 km (fig. 13 : 2d).

• Le second ensemble, compris **entre le Grand-Paradis et la ligne du Canavese**, offre une coupe sismique très pauvre en réflecteurs (fig. 13 : 3a), en contraste avec la complexité de cette partie du domaine pennique. Un seul marqueur est présent sous le massif de Sesia à 5 s TD (fig. 13 : 3b); il s'agit d'un réflecteur de forte énergie, d'extension limitée, légèrement concave vers le haut, qui a été également repéré par la sismique-réflexion grand angle à la même place et à la même profondeur (ECORS CROP DSSG, 1989; Thouvenot *et al.*, 1990)

Au-dessous, vers 6 à 7 s TD (fig. 13 : 3c), quelques réflecteurs discrets plongent vers le Sud-Est. Ils pourraient représenter un éventuel prolongement des zones réfléchitives rectilignes situées sous le Grand-Paradis.

La coupe profondeur, obtenue après migration (*cf.* Tardy *et al.*, 1990), n'entraîne pas une modification de la figure générale, convexe vers le haut, présentée par les réflecteurs du premier ensemble. En ce qui concerne le deuxième ensemble, on remarque que les réflecteurs 3b situés à l'aplomb du massif de Sesia, tout en dessinant une forme concave vers le haut, s'étalent sur plus de 20 km du Nord-Ouest vers le Sud-Est, entre 12 et 15 km de profondeur.

L'ensemble de ces données, qui demeurent encore insuffisantes, est de manière générale interprété comme le résultat d'écaillages lithosphériques sous les Alpes occidentales. Une à deux écailles de manteau supérieur, recouvrant le Moho profond autochtone, sont individualisées, selon les modèles, à l'aplomb du domaine pennique.

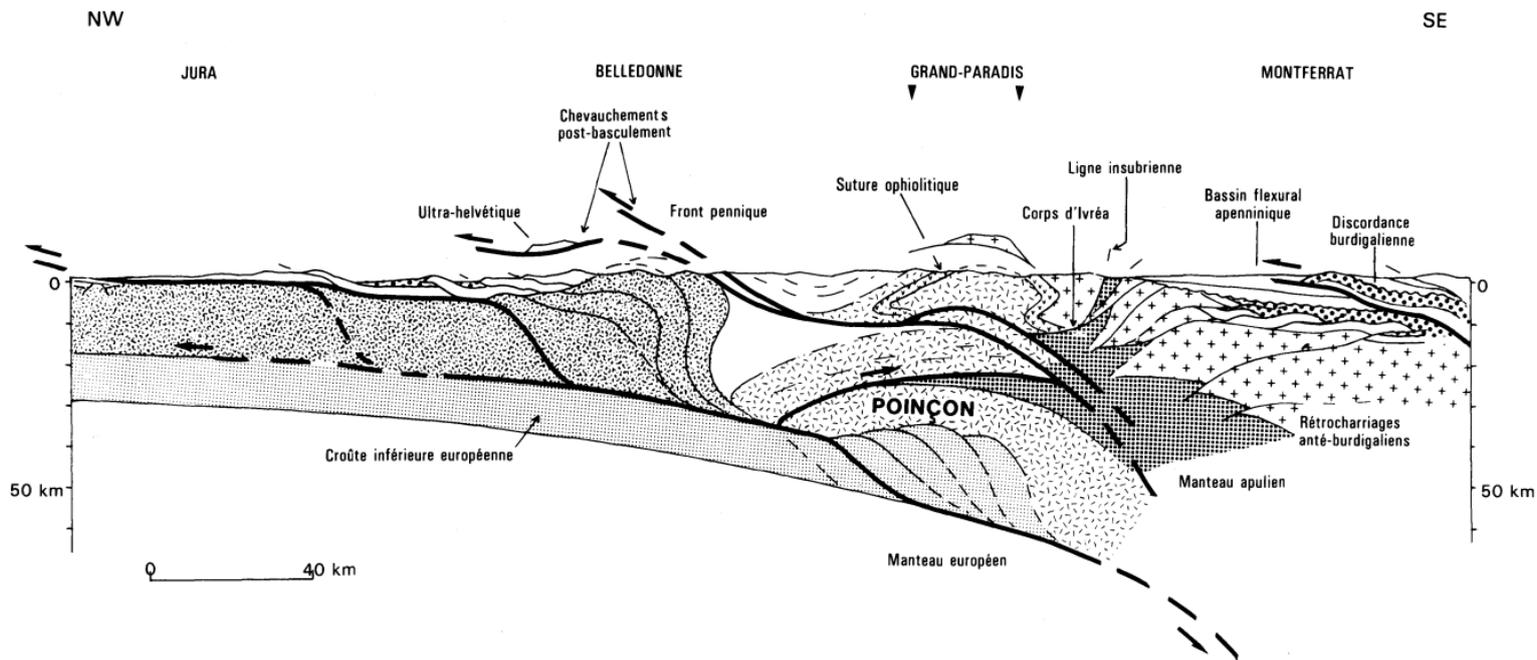


E. Deville, S. Fudral, S. Guellec et M. Tardy

1 : couvertures sédimentaires et métasédimentaires ; 2 : croûte continentale sud-alpine ; 5 : manteau ; C.G. : col de la Galise ; C.I.I. : corps d'lvrea inférieur ; C.I.P. : corps d'lvrea principal ; C.P.F. : chevauchement pennique frontal ; F.V. : front des unités à métamorphisme HP de Vanoise ; F.Z.H. : front de la zone houillère ; L.C. : ligne du Canavese ; r.e. : rameau externe de Belledonne ; r.i. : rameau interne de Belledonne ; V.L. : écailles de Viu-Lozana.

Dans ce modèle, la collision alpine induit un système d'écailles lithosphériques en procharriage vers le Nord-Ouest. On notera aussi que deux écailles mantelliques sont admises ici. La plus élevée et la plus interne correspond au corps d'lvrea classique. Nommée corps d'lvrea principal, elle est reliée au front des unités à métamorphismes HP de Vanoise. La seconde, plus externe et plus profonde, mise en évidence par la sismique grand angle, est dite corps d'lvrea inférieur. Cette écaille est reliée au chevauchement pennique frontal.

**Fig. 14 - Schéma interprétatif possible du profil sismique migré ECORS-CROP Alpes**  
selon Tardy *et al.*, 1990 (les unités concernées par la feuille Lanslebourg-Mont-d'Ambin sont repérées par une flèche)



Dans ce modèle, les écaïlles mantelliques, rapportées aussi au corps d'Ivréa, sont issues du manteau infracontinental apulien. Des rétrocharrages affectent par ailleurs précocement ce matériel

**Fig. 15 - Schéma interprétatif possible du profil sismique migré ECORS-CROP Alpes**  
selon Roure *et al.*, 1989 (les unités concernées par la feuille Lanslebourg-Mont-d'Ambin sont repérées par une flèche)

Cette stratification crustale est accréditée par les données de la gravimétrie. Ces dernières font en effet apparaître une forte anomalie de Bouguer négative (supérieur à 100 mgal) à l'aplomb du Briançonnais central qui, de ce fait, peut être considéré comme la racine des Alpes (Perrier et Vialon, 1980; Ménard et Thouvenot, 1984; Rey *et al.*, 1990).

Toutefois, la véritable nature de ces écailles et leurs relations géométriques ne sont pas suffisamment contraintes, de telle sorte que les modèles proposés actuellement s'appuient aussi et à la fois sur des hypothèses structurales et cinématiques. Ainsi, certains modèles dénotent une conception de la chaîne alpine profonde en écailles crustales issues de la paléo-marge européenne et charriées vers le Nord-Ouest (Tardy *et al.*, 1990; fig. 14); d'autres modèles, en revanche, matérialisent le raccourcissement à l'aide d'écaillages à vergence opposée (procharriages et rétrocharriages profonds), impliquant en outre le matériel issu des deux paléo-marges. Il en va ainsi des modèles proposés par F. Roure *et al.* (1990; fig. 15), G. Ménard *et al.* (*in* Tardy *et al.* 1990) et R. Lacassin *et al.* (1990).

De larges possibilités d'interprétation subsistent donc actuellement. Cependant, dans tous les cas, elles sont compatibles avec de vastes écaillages crustaux qui impliquent plus ou moins le manteau supérieur et montrent un épaissement crustal qui doit atteindre plus de 50 km à la verticale Vanoise interne—Grand-Paradis.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

Elle est spécifique du milieu montagnard. Le climat est rigoureux et peu favorable à l'infiltration. Les sols restent gelés plus de six mois par an et le manteau neigeux repousse l'infiltration à la saison estivale, après la période des forts besoins.

La feuille Lanslebourg comporte majoritairement des terrains aquicludes (schistes lustrés,...). Les formations du substratum rocheux, fortement découpées par la tectonique et l'érosion, présentant des surfaces fortement pentées, contiennent peu de ressources souterraines d'eau potable.

Cependant, les collectivités utilisent très largement les sources gravitaires existantes. Pour faire face à des étages hivernaux très sévères (1986, 1990,...) concomitants à la plus forte demande, des recherches s'orientent vers des réserves souterraines contenues dans les milieux alluvionnaires des fonds de vallée (Bessans, aval de Suse). Mais les reconnaissances sont encore insuffisantes. Par ailleurs, la qualité des eaux est étroitement tributaire des cours d'eau qui les traversent. Dans l'attente de résultats positifs, les communes font alors appel à

des écoulements superficiels ou à des eaux rencontrées dans quelques-unes des nombreuses galeries creusées pour l'hydro-électricité.

## Eaux souterraines

### Sources gravitaires

- Les **sources de placages morainiques** sont plutôt de faible débit (1l/mn), en rapport avec le faible volume de l'aquifère. Les sources des moraines récentes des cirques d'altitude sont trompeuses : à fort débit en été lors de la fonte nivale ou glaciaire, elles tarissent le plus souvent en hiver. Ces moraines trop perméables, tout comme les éboulis, n'ont pas de fonctions capacitives.

- Les **sources des schistes lustrés** sont, elles aussi, de faible débit (1 l/mn). Elles sont issues des fissures superficielles rapidement colmatées en profondeur.

- Les **sources issues des contacts structuraux** sont peu nombreuses mais à débit conséquent (plusieurs l/s) et relativement constant. Toutefois, les eaux sont le plus souvent sulfatées et impropres à la consommation. Ces contacts structuraux, en effet, drainent des volumes très importants de roches dont des massifs gypseux. Lorsque les gypses sont absents, les eaux sont de type bicarbonaté calcique et incrustantes (sources captées de Val-Cenis).

### Eaux de nappes

Elles sont contenues dans les alluvions grossières des fonds de vallée (alluvions torrentielles récentes) ou dans des deltas grossiers (ancien lac de Bessans,...).

- Les **nappes phréatiques dans les alluvions des vallées** sont peu puissantes, les réservoirs caillouteux étant eux-mêmes peu épais ou en voie de creusement par les cours d'eau. Par ailleurs, ces nappes sont en étroites relations avec ces cours d'eau (nappes d'accompagnement). Ceux-ci étant sérieusement pollués par les rejets domestiques, agricoles, voire industriels, ils contaminent les nappes.

Seule la vallée de la Doire paraît posséder quelques ressources grâce à la puissance des alluvions conservées. Mais la qualité des eaux est douteuse compte tenu des contextes urbain, industriel et des voies de communication très fréquentées.

Ces nappes sont par ailleurs dépourvues de toit limoneux protecteur.

- Les **eaux des deltas grossiers**, principalement à Bessans, sont plus profondes (à plus de 20 m), bien localisées et alimentées par les rivières qui ont édifié les réservoirs. Seul le delta d'Avérole présente de l'intérêt car il est le moins perché par rapport au niveau de l'Arc. Des reconnaissances conduites par la direction départementale de

l'Agriculture et de la forêt de Savoie sont prometteuses, malgré la relative faible perméabilité des alluvions lacustres et la présence d'eau localement ferrugineuse.

### **Eaux de surface**

Les lacs d'altitude, hors retenues hydroélectriques, sont tous gelés l'hiver. Seule la grande retenue du Mont-Cenis, aux eaux minéralisées, pourrait subvenir aux besoins des collectivités après traitements physiques et bactériologiques.

Quant aux écoulements superficiels, ils sont largement dérivés par de longues galeries vers les retenues du Mont-Cenis et du Chevril. Quelques venues ponctuelles, en zone fracturée ou de contact anormal dans les fenêtres, peuvent être utilisées par les communes (Lanslevillard, Bonneval).

Enfin, les débits réservés s'infiltrent très rapidement après les points de rejets, en saison hivernale.

### *RESSOURCES MINÉRALES*

Il n'y a plus vraiment d'exploitation organisée d'un type quelconque de matériaux, sur le territoire français de la feuille. Les sables et les graviers infra-morainiques de la carrière des Contamines à Lanslebourg ne donnent lieu qu'à des grattages épisodiques. Les cipolins de la carrière de Saint-Nicolas, près de Gran Scala, issus de la série Briançonnaise interne, connaissent une exploitation extrêmement ralentie. Ces marbres, incontestablement les plus beaux de Savoie, étaient jusqu'à la seconde guerre mondiale en territoire italien et activement exploités (ils ont servi en particulier à la construction de Saint-Pierre de Rome). En France, ce matériau a été utilisé pour de rares réalisations luxueuses, le hall d'Orly par exemple (Carfantan, 1973). Des marbres impurs du complexe des schistes lustrés ont été exploités également près de Gran Scala, dans le secteur de Paradiso, au moment de la réalisation du barrage du Mont-Cenis.

Sont depuis longtemps abandonnés les grattages, carrières et galeries d'extraction de l'amiante et des minerais métalliques liés soit au paléosubstratum océanique, soit à certains contacts anormaux, soit enfin au socle préalpin Briançonnais interne.

En ce qui concerne les mines d'amiante, il s'agit en particulier des anciennes exploitations de Lanslebourg (Moret, 1925) et de Bessans (carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000 et notice, feuille Lyon, BRGM, réf. 776-3-4001 à 4003).

En ce qui concerne les minerais, ont été positionnés :

- les anciens grattages d'oligiste de la haute vallée d'Avérole et surtout de la pointe de Cléry (776-5-4001). Ils appartiennent au complexe des schistes lustrés;
- les mines de cuivre de la Turra de Termignon, en France (carte industrielle de la Savoie par Lannoy de Bissy, 1927); du Truc del Vento (gîte stratiforme de Fe-Cu) et de l'Alpi Curvino (Cu-Ni). Ces deux derniers gisements sont liés au paléo-substratum océanique;
- les exploitations de magnétite au lieu-dit le Mollard (776-2-4001), près du Villarion, sur la commune de Bessans, d'origine complexe, sans doute double (lithologique puis structurale);
- les exploitations d'uranium localisées près de Venaus en Italie, à l'intérieur du socle cristallin préalpin d'Ambin.

Citons pour mémoire deux recherches récentes :

- les indices métalliques de la combe de Cléry (région de Lanslebourg). Quelques filons à quartz-pyrite (Si-Fe) sont signalés sur ce versant rive gauche de l'Arc;
- l'analyse des potentialités en pierres de construction et en lauzes du substrat rocheux sur le territoire du parc national de la Vanoise (parc national de la Vanoise, Chambéry).

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

On trouvera des renseignements complémentaires dans les **guides géologiques régionaux** (Paris : Masson édit.) :

- **Alpes (Savoie et Dauphiné)**, par J. Debelmas et coll. 1970); *itinéraires III-5 et III-6*.
- **Alpes de Savoie**, par J. Debelmas et coll. (1982); *itinéraires 1-6 à 1-8*.

### 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<sup>e</sup> cycle, Strasbourg, 144 p.

ALLENBACH B., CARON J.M. (1986) — Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales). *Eclogae Geol. Helv.*, 79, 1, p. 75-116.

AMIEUX P., JEANBOURQUIN P. (1989) — Cathodoluminescence et origine diagénétique tardive des cargneules du massif des Aiguilles-Rouges (Valais, Suisse). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 1, p. 123-132.

BALLÈVRE M. (1988) — Collision continentale et chemins P-T. L'unité pennique du Grand-Paradis (Alpes occidentales). Mémoires et documents du Centre armoricain d'étude structurale des socles, n° 19, 340 p. (thèse doct. univ. Rennes I, 1986).

BAUD A., MÉGARD-GALLI J. (1975) — Évolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase précéanienne : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX<sup>e</sup> congrès international de sédimentologie, Nice 1975.

BAUD A., MÉGARD-GALLI J. (1977) — Les milieux carbonatés du Trias et l'application de méthodes sédimentologiques comme outil de corrélation (France et régions limitrophes). *Bull. BRGM* (2<sup>e</sup> sér.), IV, n° 3, p. 279-284.

BAUDIN T. (1987) — Étude géologique du massif du Rutor (Alpes franco-italiennes) : évolution structurale d'un socle briançonnais. Thèse doct. univ. Grenoble I, 259 p.

BERTRAND J.M. (1966) — Étude géologique de la partie française du massif du Grand-Paradis (région de Bonneval-sur-Arc, Vanoise orientale). Mém. D.E.S., Paris, 128 p.

BERTRAND J.M. (1968) — Étude structurale du versant occidental du massif du Grand-Paradis (Alpes graies). *Géologie alpine*, 44, p. 55-87.

BIINO G., POGNANTE U. (1989) — Palaeozoic continental-type gabbros in the Gran Paradiso nappe (Western Alps, Italy) : early Alpine eclogitization and geochemistry. *Lithos*, 24, p. 3-19.

BOCQUET J. (1974a) — Études minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse État, Grenoble, 489 p.

BOCQUET J. (1974b) — Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge antéalpin et de son polymétamorphisme. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 278, sér. D, p. 2601-2604.

BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C., KRUMMENACHER D. (1974) — K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, 47, p. 7-26.

BORTOLAMI G., DAL PIAZ G.V. (1970) — Il substrato cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino). *Mem. Soc. Ital. Sci. Nat.*, 18, p. 125-169.

BOURBON M. (1980) — Évolution d'un secteur de la marge nord téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Éocène inférieur. Thèse État, Strasbourg, 580 p.

BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. (1962) — Âges « plomb total » déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. *B.S.M.P.*, 42, p. 295-305.

CABY R. (1968) — Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du val d'Aoste (Italie). *Géologie alpine*, t. 44, p. 95-111.

CABY R., MICHARD A., TRICART P. (1971) — Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras). Alpes françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 273, p. 999-1002.

CABY R., KIÉNAST J.R., SALIOT P. (1978) — Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, XX, 4, p. 307-322.

CALLEGARI E., COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V. (1969) — Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 88, p. 59-69.

CARFATAN J.C. (1973) — Les matériaux de construction traditionnels de Savoie. Situation. Caractéristiques géologiques. Réserves. Rapport géologique 35 p., Chambre des métiers de Savoie.

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.*, vol. 70/3, p. 643-665.

CARPÉNA J. (1984) — Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relation tectonique-métamorphisme. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 232 p.

CARPÉNA J. (1985) — Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission track ages with respect to altitude : alpine thermal history of the Gran Paradiso basement. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, p. 74-82.

CARPÉNA J., CABY R. (1984) — Fission-track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps. *Geology*, 12, p. 108-111.

CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. (1964) — Nouvelles déterminations d'âges « plomb total » sur des zircons alpins. *Schweiz Min. Petr. Mitt.*, 44, p. 43-60.

CHOPIN C. (1977) — Une paragenèse à margarite en domaine métamorphique de haute pression - basse température (massif du Grand-Paradis, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 285, p. 1383-1386.

CHOPIN C. (1978) — Les paragenèses réduites ou oxydées des concentrations manganésifères des Schistes lustrés de Haute-Maurienne (Alpes françaises). *Bull. minéral.*, 101, p. 514-531.

CHOPIN C. (1979) — De la Vanoise au massif du Grand Paradis. Une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 145 p.

CHOPIN C. (1981) — Mise en évidence d'une discontinuité du métamorphisme alpin entre le massif du Grand-Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales françaises). *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 3, p. 297-301.

CHOPIN C. (1984) — Coesite and pure pyrope in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps : a first record and some consequences. *Contr. Mineral. Petrol.*, 86, p. 107-118.

CHOPIN C. (1987) — Very-high-pressure metamorphism in the Western Alps : implications for subduction of continental crust. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 321, p. 183-197.

CHOPIN C., MALUSKI H. (1978) — Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur des minéraux alpins du massif du Grand-Paradis et de son enveloppe. 6<sup>e</sup> R.A.S.T., Orsay, p. 102.

CHOPIN C., MALUSKI H. (1980) —  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps) ; evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, p. 109-122.

COMPAGNONI R., ELTER G., LOMBARDO B. (1974) — Eterogeneità stratigrafica del complesso degli « gneiss minuti » nel massiccio cristallino del Grand Paradiso. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13, p. 227-239.

DAL PIAZ G.V., LOMBARDO B. (1985) — Review of radiometric dating in the Western Italian Alps. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.* 40, (1), p. 125-138.

DAMOTTE B., NICOLICH R., CAZES M., GUELLEC S. (1990) — Mise en œuvre, traitement et présentation du profil plaine du Pô - Massif central. In F. Roure, P. Heitzmann, R. Polino (eds) : « Deep structure of the Alps ». *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. Suisse, Zürich*, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. Ital.*, Roma, 1, p. 65-76.

DEBELMAS J., GIDON M., KERCKHOVE C. (1980) — Idées actuelles sur les cargneules alpines. Livre jubilaire Jacques Flandrin. Docum. lab. géol. fac. sci. Lyon, h.s. 4, p. 195-201.

DEBELMAS J., KERCKHOVE C., DESMONS J. (1988) — Sur l'âge de la phase méso-alpine dans les zones internes des Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, sér. II, p. 1237-1240.

DEBELMAS J., SHADE J., FABRE J., DÉTRAZ G., JAILLARD E., ACCARIE H., GOFFÉ B., LISTER G., MÉNARD G., DONDEY H., LANDES B., FUDRAL S., PACHOUD A. (1988) — Carte géol. France (1/50 000) feuille Modane (775). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Debelmas, J. Desmons, F. Ellenberger, B. Goffé, J. Fabre, E. Jaillard, A. Pachoud (1989), 53 p.

DEBENEDETTI A. (1964) — Il complesso radiolarite-giacimenti di manganese-giacimenti piritoso cupriferi-roccie a fuschsite, come rappresentante del Malm nella formazione dei calcescisti. Osservazioni nell'Alpi piemontesi e nella Val d'Aosta, p. 131-163.

DECANDIA F., ELTER P. (1969) — Riflessioni sul problema delle ofioliti nelle Appennino settentrionale. *Mem. Soc. Tosc. Sci. Nat.*, 76, 1.

DESMONS J., PLOQUIN A. (1989) — Chimie du Briançonnais - Grand-Saint-Bernard anté-mésozoïque (Alpes occidentales) : une vue synoptique. *Géologie alpine*, 65, p. 1-31.

DÉTRAZ G. (1984) — Étude 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, Grenoble, 163 p.

DÉTRAZ G., LOUBAT H. (1984) — Faciès à disthène, staurotite et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des « gneiss du Sapey » (Vanoise, Alpes françaises). *Géologie alpine*, t. 60, p. 5-12.

DEVILLE E. (1986a) — 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. Sci.*, Paris, 303, sér. II, p. 1222-1226.

DEVILLE E. (1986b) — Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande-Motte (massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. *Géologie alpine*, 62, p. 51-61.

DEVILLE E. (1987) — Étude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléo-marge européenne et de l'océan téthysien : aspects stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. de Savoie, 297 p.

DEVILLE E. (1989) — La couverture occidentale du massif du Grand Paradis (Alpes occidentales, Savoie). Données nouvelles et conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, sér. II, p. 603-610.

DEVILLE E., BERTRAND J.M., BROUDOUX B., CABY R., DAL PIAZ G.V., ELLENBERGER F., GUILLOT F., JAILLARD E., MARION R., NIEMEYER H., POLINO R., RAGUIN E., RAOULT J.F., ROBERT D. (1991) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Tignes (752). Orléans : BRGM. Notice explicative par E. Deville et coll. (1991), 48 p.

DEVILLE E., FUDRAL S., LAGABRIELLE Y., MARTHALER M., SARTORI M. (1992) — From oceanic closure to continental collision : a synthesis of the « Schistes lustrés » metamorphic complex of the Western Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, p. 127-131.

DE WEVER P., CABY R. (1981) — Datation de la base des Schistes lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimméridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint-Veran, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, sér. II, p. 467-472.

DE WEVER P., BAUGMARTNER P.O., POLINO R. (1987) — Précision sur les datations de la base des Schistes lustrés post-ophiolitiques dans les Alpes cottiennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 487-491.

DONDEY H. (1986) — Étude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Évolution sédimentaire et structurale. Thèse doct. univ. Grenoble I, 236 p.

ÉDOUARD J.L. (1989) — Lacs d'altitude et fluctuations glaciaires récentes en Maurienne. Parc national de la Vanoise. Trav. sci. parc nation. Vanoise, XVII, p. 47-61.

ELLENBERGER F. (1958) — Étude géologique du pays de Vanoise (Savoie). Thèse État, Paris, 545 p.

ELLENBERGER F. (1968) — Figures pour servir de guide géologique provisoire en Vanoise. Tirage offset, lab. géol. historique, Orsay, 19 p.

ELTER G. (1972) — Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. *Mém. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. XXVIII, 19 p.

FAZIO A., NICOUD G., RAMPNOUX J.P. (1984) — Les ressources en eau potable de la plaine alluviale de Bessans (Savoie). Document DDAF Savoie, 11 p.

FORNO M.G., MASSAZA G. (1987) — Movimenti gravitativi diffusi e ripetuti nel versante sinistro della Val Cenischia (Alpi Graie) e loro relazione con il sistema di fratture Cenischia-Nizza. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 10, p. 277-306.

FRANCHI S. (1898) — Sull'eta Mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. *Bull. del R. Comitato Geologico d'Italia*, vol. IX, fasc. 3, p. 173-247.

FUDRAL S., BLAKE M.C., JAIKO A. (1990) — Le contact entre le massif d'Ambin et l'édifice de nappes de Vanoise interne (Alpes occidentales franco-italiennes), résultat d'une faille d'extension post-nappe secondairement plissée? 13<sup>e</sup> R.S.T., Grenoble, résumé p. 49.

FUDRAL S., DEVILLE E., MARTHALER M. (1987) — Distinction de trois ensembles d'unités dans les « Schistes lustrés » compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 467-472.

FUDRAL S., RAMPNOUX J.P., ROBERT D. (1977) — Les Schistes lustrés à « ophiolites » de Haute-Maurienne sont-ils le reflet d'une étape paléo-tectonique des Alpes occidentales? *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 330-332.

GAY M. (1971a) — Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Thèse État, Lyon 1.

GAY M. (1971b) — Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Évolution paléogéographique anté-alpine. *Bull. BRGM* (1), 3, p. 5-81.

GAY M. (1972) — Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Évolution métamorphique. Évolution structurale. *Arch. Sci.*, Genève, 25, p. 5-100 et 165-214.

GIGNOUX M., MORET L. (1938) — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. lab. géol. fac. sci. Grenoble, t. 21, p. 1-295.

GILLET P., DAVY P., BALLÈVRE M., CHOUKROUNE P. (1985) — Thermomechanical evolution of a collision zone : the example of the Western Alps. *Terra Cognita*, 5/4, p. 399-404.

GOFFÉ B. (1975) — Étude structurale et pétrographique du versant occidental du massif des Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris-Sud (Orsay), 190 p.

GOFFÉ B. (1982) — Définition du faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse État, Paris VI.

GOFFÉ B., VELDE B. (1984) — Contrasted metamorphic evolution in the thrustured cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of the HP-LT metamorphic mineral assemblages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, p. 351-360.

GOGUEL J. (1958) — Présence de conglomérats à la base du « groupe d'Ambin » dans les schistes cristallins du massif d'Ambin (Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 229-231.

GOGUEL J., ELLENBERGER F. (1952) — La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 262-264.

GUILLOT F. (1987) — Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Thèse doct. univ. Lille.

GUILLOT F., PLOQUIN A., RAOULT J.F., PERUCCIO-PARISON M.D. (1986) — Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie) : lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte; arguments pour un âge antéhouiller. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, n° 12, p. 1141-1146.

GUILLOT P.L., AUTRAN A., CABANIS B., QUENARDEL J.P. (1983) — L'évolution polyphasée siluro-carbonifère de l'orogénèse varisque en France. *In* : « Le Maroc et l'orogénèse paléozoïque ». Rabat, PICG n° 27 « Orogène calédonien ». Mém. Serv. géol. Maroc, n° 335 (1989), p. 271-282.

GUILLOT P.L., DEVILLE E. (1988) — Regard nouveau sur le souassement varisque du domaine piémontais dans le secteur de Bonneval-sur-Arc, Savoie. 12<sup>e</sup> R.S.T., Lille, 27-29 avril 1988. Soc. géol. France édit., p. 72

HUGUONIN F. (1984) — Le Quaternaire de la haute vallée de l'Arc (stratigraphie, sédimentologie et chronologie). Thèse, Grenoble I, 268 p.

ISHIWATARI A. (1985-1986) — Alpine ophiolites : produit of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 76, p. 93-108.

JAILLARD E. (1987) — Nature, signification et répartition du détritisme dans la zone briançonnaise de Vanoise. *Géologie alpine*, mém. h.s. n° 13.

JAILLARD E. (1989) — La transition Briançonnais externe - Briançonnais interne en Savoie. L'aiguille des Aimes, le Roc du Bourget et le massif d'Ambin. *Géologie alpine*, 65, p. 105-134.

JAILLARD E., DONDEY H., DEBELMAS J. (1986) — Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales); nouveaux arguments pour une origine intrabriançonnaise de l'unité de la Grande-Motte. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, sér. II, n° 17, p. 1091-1094.

JEANBOURQUIN P. (1988) — Nouvelles observations sur les cargneules en Suisse occidentale. *Eclogae Geol. Helv.*, 81/2, p. 511-538.

JUIF L. (1991) — Hydrogéologie de la haute montagne : approche du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de Vanoise, Savoie, France. Thèse doct. univ. Franche-Comté, 196 p.

JUIF L., FUDRAL S., NICOUD D. (1989) — Les aquifères types de Vanoise. *Trav. sci. parc nation. Vanoise*, XVII, p. 27-45.

KAISER B. (1975) — Étude géodynamique de versants dans le massif de la Vanoise : orientations et résultats récents. *Trav. sci. parc nation. Vanoise*, VI, p. 9-40.

KAISER B. (1982) — Morphodynamique périglaciaire et morphodynamique globale en Vanoise. C.R. d'activité de la Commission pour l'étude des phénomènes périglaciaires. Comité national de géographie (U.G.I.), univ. Louis-Pasteur, Strasbourg, 60 p.

KIÉNAST J.R., BALLÈVRE M. (1986) — Les écoligites du massif du Grand-Paradis (Alpes occidentales) : histoires réactionnelles et équilibre final. 11<sup>e</sup> R.S.T., Clermont Ferrand. Soc. Géol. France édit., p. 101.

KIÉNAST J.R., LOMBARDO B. (1987) — Eclogites and polymetamorphic gneisses from the southern Dora Maira (Western Alps). *Terra Cognita*, 7, (2-3), 94.

KIÉNAST J.R., LOMBARDO B., BIINO G., PINARDON J.L. (1991) — Petrology of very-high-pressure eclogitic rocks from the Brossasco-Isasca complex, Dora Maira Massif, Italian Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 9/1, p. 19-34.

LACASSIN R., TAPPONNIER P., BOURJOT L. (1990). — Culminations anticlinales d'échelle crustale et imbrication de la lithosphère dans les Alpes, apports du profil ECORS-CROP. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 310, sér. II, p. 807-814.

LAGABRIELLE Y. (1982) — Ophiolites et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire : apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolifères du Queyras (Alpes franco-italiennes).

LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.M. (1982) — Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle : observation with submersible on Gorringe Bank (SW Portugal), analogy with ophiolitic massives. *Nature*, 297 (5866), p. 490-493.

LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LENSCH G., MEVEL C., NICOLAS A., PRICHARD H., RIBEIRO A., VANNEY J.R. (1982) — Observations par submersible de croûte océanique affleurant sur le banc de Gorringe (SW Portugal) : évidence de processus de démantèlement des gabbros en milieu sous-marin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 293, p. 827-832.

LAGABRIELLE Y., CANNAT M. (1990) — Alpine jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18-4, p. 289-384.

LAGABRIELLE Y., COTTEN J. (1984) — Le matériel détritico-ophiolitique des séries océaniques liguro-piémontaises. L'exemple du haut Queyras. Contribution à l'étude des prasinites. *Ofioliti*, 9, (1), p. 43-66.

LAGABRIELLE Y., LEMOINE M., TRICART P. (1985) — Paléotectonique océanique et déformations alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abries (Alpes occidentales, Queyras, France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. I, n° 4, p. 473-479.

LAGABRIELLE Y., POLINO R. (1985) — Origine volcano-détritico de certaines prasinites des Schistes lustrés du Queyras (France) : arguments texturaux et géochimiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. I, n° 4, p. 461-471.

LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENS-TETTER M., ROBERT D., TRICART P. (1984) — Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien : analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ofioliti*, 9-1, p. 67-88.

LANNON DE BISSY (de), cdt (1927) — Carte industrielle de la Savoie. Les cartes industrielles de France. Société de documentation industrielle, 1927.

LAVIS-TRAFFORD M.A. (de) (1956) — Le col alpin franchi par Hannibal. Son identification topographique. *Bulletin Soc. hist. et archéo. Maurienne*, tome XIII, p. 109-200.

LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) — Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 3, p. 605-618.

LEMOINE M. (1984) — La marge occidentale de la Téthys ligure. *In* G. Boillot *et al.* : « Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France ». Paris : Masson édit., p. 155-158.

LEMOINE M. (1985) — Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. géol. Fr.* 8, t. I, n° 1, p. 126-137.

LETOURNEUR J., MONJUVENT G., GIRAUD A. (1983) — Écroulement de la Madeleine et lac de Bessans. Contribution à l'histoire quaternaire récente de la haute Maurienne (Savoie). *Trav. sci. parc nation. Vanoise*, p. 31-54.

LORENZONI S. (1965) — Studio geo-petrografico del versante italiano del Massiccio d'Ambin. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 25, 88 p.

LORENZONI S. (1968) — Étude pétrographique du versant italien du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 48/1, p. 428-436.

LU C.Y. (1985) — Contribution à l'étude de la déformation de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales. Analyses tectoniques et microtectoniques dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moûtiers) et dans les Schistes lustrés du mont Jovet, Alpes de Savoie, France. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Bretagne occidentale et univ. Savoie, 148 p.

MARIEZ G., DEVILLE E., NICOUD G. (1986) — Hydrogéologie et structures géologiques en Vanoise : exemple du Doron de Termignon (Savoie). *Trav. sci. parc nation. Vanoise*, XV, p. 31-46.

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. *Trav. département sciences de la Terre, univ. Savoie, Chambéry*, n° 2, 127 p.

MARTHALER M., FUDRAL S., DEVILLE E., RAMPNOUX J.P. (1986) — Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 302, sér. II, n° 2, p. 91-96.

MASSON H. (1972) — Sur l'origine de la cargneule par fracturation hydraulique. *Eclogae Geol. Helv.*, 1vol. 65/1, p. 27-41.

MICHARD A. (1967) — Études géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Paris : CNRS, 447 p.

MICHEL R. (1953) — Les schistes cristallins des massifs du Grand-Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sciences de la Terre*, Nancy, t. 1, n° 3-4, 287 p. (thèse, Clermont-Ferrand).

MICHEL R. (1956) — Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 121-123.

MONIÉ P. (1990) — Preservation of hercynian  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages through high-pressure low-temperature alpine metamorphism in the Western Alps. *Eur. J. Mineralogy*, 2, p. 343-361.

MORET L. (1925) — Enquête critique sur les ressources minérales de la province de Savoie, précédée d'une esquisse géologique. *Trav. lab. géol. univ. Grenoble*, t. XIV, n° 1, p. 1-201.

NICOLAS A. (1966) — 1. Le complexe Ophiolites-Schistes Lustrés entre Dora Maira et Grand-Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme. 2. Étude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Thèse, Grenoble, 300 p.

PANGAUD C., LAMEYRE J., MICHEL R. (1957) — Âge absolu des migmatites du massif du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 245, n° 1, p. 331-333.

PARONA C.F. (1892) — Sugli scisti silicei a radiolarie di Cesana presso il Monginevra. *Atti R. Accad. Sci. Torino*, 27, p. 305-319.

PEROTTO A., SALINO C., POGNANTE U., GENOVESE G., GOSSO G. (1983) — Assetto geologico-strutturale della falda piemontese nel settore dell'alta Valle di Viù (Alpi occidentali).

PERRIER G., VIALON P. (1980) — Les connaissances géophysiques sur le sud-est de la France. *In* : « Géologie des pays européens ». Paris : Dunod édit., p. 269-276.

PETITEVILLE P., RIVOIRARD R. (1962) — Structure de la couverture parautochtone du massif d'Ambin sur la bordure française du massif. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* (7), p. 212-214.

POGNANTE U. (1980) — Preliminary data on the piemonte ophiolite nappe in the lower Val Susa - Val Chisone area, Italian Western Alps. *Ofioliti*, 5, (2/3), p. 221-240.

POGNANTE U. (1983) — Les intercalations gneissiques dans une unité des « Schistes lustrés » de la vallée de Suse (Alpes occidentales) : témoins d'une marge continentale subductée? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, sér. II, p. 379-382.

POGNANTE U. (1984) — Eclogitic versus blueschist metamorphism in the internal western alps along the Susa Valley traverse. *Sci. Geol. Bull.* Strasbourg, 37, 1, p. 29-36.

POGNANTE U. (1985) — Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitised ophiolite metagabbro, Western Alps, North Italy. *Chemical Geology*, 50, p. 99-109.

POGNANTE U. (1989) — Early Alpine eclogitisation in talc/chloritoid-bearing Mg-metagabbros and in jadeite-Fe-omphacite-bearing meta-trondhjemites from the ophiolites of the Western Alps. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43-3, p. 687-704.

POGNANTE U. (1991) — Petrological constraints on the eclogite and blueschist-facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 9, p. 5-17.

POGNANTE U., KIÉNAST J.R. (1987) — Blueschist and eclogite transformations in Fe-Ti gabbros : a case from the Western Alps ophiolites. *J. Petrology*, 28, p. 271-292.

POGNANTE U., PEROTTO A., SALINO C., TOSCANI L. (1986) — The ophiolitic peridotites of the Western Alps : record of the evolution of a small oceanic type basin in the Mesozoic Tethys. *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 35, p. 47-65.

POGNANTE U., SANDRONE R. (1989) — Eclogites in the Northern Dora Maira Nappe (Western Alps, Italy). *Mineralogy and Petrology*, 40, p. 57-71.

RAOULT J.F., LANGLET P., BRAUDOUX B. (1984) — Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, sér. II, n° 12.

REHAUT J.P. (1986) — Ocean drilling program. Mer Tyrrhénienne. Premiers résultats de la campagne 107. *Géochronique*, n° 19, p. 11-12.

REY D., QUARTA T., MOUGE P., MILETTO M., LANZA R., GALDEANO A., CARROZZO M.T., BAYER R., ARMANDO E. (1990) — Gravity and aeromagnetic maps of the Western Alps : contribution to the knowledge of the deep structures along the ECORS-CROP seismic profile. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s, n° 156, p. 107-121.

ROBERT D. (1979) — Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc. Région de Bonneval (Savoie). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 181 p.

ROURE F., POLINO R., NICOLICH R. (1989) — Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculement dans les Alpes occidentales : évolution intracontinentale d'une chaîne de collision. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 309, II, p. 283-290.

SABY P., CHAPELLE B., PIBOULE M., TRICART P. (1988) — Preuves d'une origine continentale pour les granitoïdes remaniés au sein des ophiolites du pic Marcel (zone piémontaise des Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, sér. II, p. 973.

SALIOT P. (1968) — Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 190 p.

SCHAAF A., POLINO R., LAGABRIELLE Y. (1985) — Nouvelle découverte de Radiolaires d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur à la base d'une série supra-ophiolitique des Schistes lustrés piémontais (massif de Traversiera, haut Val Maira, Italie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 301, p. 1079-1084.

SIDDANS A.W.B., OUAZZANI M. (1983) — Boudinage : exemple from Gran scala, Ambin massif. *Terra Cognita*, 3, p. 260.

SQUINABOL S. (1912) — Radiolari della strada nazionale al Monginevro. *Bull. R. Comit. Geol. Ital.*, 43, p. 281-289.

TARDY M., DEVILLE E., FUDRAL S., GUELLEC S., MÉNARD G., THOUVENOT F., VIALON P. (1990) — Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., n° 156, p. 217-226.

THOUVENOT F., SÉNÉCHAL G., HIRN A., NICOLICH R. (1990) — ECORS-CROP wide-angle reflection seismics : constraints on deep interfaces beneath the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., 156, p. 97-106.

VIALON P. (1966) — Étude géologique du massif cristallin de Dora Maira, Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse État, Grenoble, 282 p.

VIVIAN R., JAIL M. (1968) — Le glacier des Evettes. *Rev. géogr. alpine*, LVI, 3-4, p. 651-654.

#### **Documents concernant les galeries d'adduction d'eau liées aux aménagements hydroélectriques du secteur**

IPPOLITO F. (1949) — Carta geologica del Moncenisio alla scala 1/25 000<sup>e</sup>, Note illustrative. *Mem. e note dell'Ist. Geol. Applicata dell'Univ. Napoli*, vol. II, p. 105-117.

Rapport géologique sur les travaux de reconnaissance à effectuer sur le trajet des galeries du Mont-Cenis. J. Goguel, 03.11.1952, Archives EDF, Paris.

Chute du Mont-Cenis. Galerie du Féoz (mont Cenis—vallée d'Avérole—vallée de l'Arc près de Bonneval-sur-Arc). Service géologie et géotectonique, 1964. Document n° 64-I.116, Archives EDF, Paris.

Aménagement du Mont-Cenis. Galerie mont Cenis—fenêtre Sainte-Anne près de Modane. Mise à jour de la géologie au 15.02.1967. Archives EDF, Paris.

### *DOCUMENTS CONSULTABLES*

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Rhône-Alpes, 29 boulevard du 11-novembre, B.P. 6083, 69604 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

### **AUTEURS**

Cette notice a été rédigée en 1992 par S. FUDRAL, maître de conférences, université de Savoie, Chambéry et :

- E. DEVILLE, docteur ès sciences, université de Savoie (schistes lustrés, rive droite de l'Arc);
- G. NICOUD, maître de conférences, université de Savoie (terrains quaternaires, hydrogéologie);
- U. POGNANTE, professeur-assistant, Università degli Studi, Turin, Italie (métamorphisme);
- P.L. GUILLOT, professeur, université de Savoie (ensembles anté-alpins briançonnais et piémontais);
- E. JAILLARD, docteur ès sciences, institut Dolomieu, Grenoble (couverture alpine du massif d'Ambin).

Les dessins au trait ont été réalisés par J.E. MESTRE et A. TOURY-LEROUGE.

Coordination : S. FUDRAL.

**Présentation au CCGF : 20 mars 1991.**

**Acceptation de la carte et de la notice : 10 juin 1992.**

**Impression de la carte : 1994.**

**Impression de la notice : décembre 1994.**

## ANNEXE: DESCRIPTION DES PANORAMAS

### *PANORAMA DU MASSIF DE BELLECOMBE*

Le versant sud du massif de Bellecombe peut être observé dans de très bonnes conditions, plutôt en fin de journée et à partir de 1 880 m d'altitude, sur la piste carrossable joignant le hameau du Planay aux chalets de Saint-Barthélemy, dans la combe d'Étache (feuille Modane à 1/50 000).

L'intérêt de ce panorama est de montrer les trois caractères assez constants sur toute l'étendue de la chaîne alpine des unités briançonnaises. Morphologiquement tout d'abord, l'important développement des séries triasiques, siliceuses puis dolomitiques, confère à ces unités des paysages particuliers; stratigraphiquement ensuite, c'est le domaine par excellence des successions jurassico-crétacées condensées, qui contrastent singulièrement aussi bien avec celles du domaine plus externe, delphino-helvétique, qu'avec celles plus internes du paléodomaine océanique; tectoniquement enfin, l'édifice structural implique d'importantes masses d'évaporites fini-triasiques, à comportement ductile, qui, on le devine, vont influencer fortement l'édifice structural.

D'un point de vue plus particulier, ce panorama révèle un remarquable mégapli en « S » à déversement W. Une telle structure est limitée à sa base par un plan de cisaillement incliné vers l'Ouest, mettant en contact les micaschistes albitiques du Permien du cœur du pli précédent avec les assises métaconglomératiques siliceuses du Permo-Trias.

Elle est tronquée vers le haut par un autre contact anormal, jalonné par une énorme accumulation d'évaporites et de cargneules qui forme, notamment sur la gauche du panorama, la crête du Général-Sarret. Vers le NNE, ce dernier ensemble supporte la nappe des schistes lustrés (unités médianes; massifs du mont Froid et du Signal du Petit-Mont-Cenis).

Une telle structure n'est simple qu'en apparence. Si l'on peut, sans difficulté, attribuer le mégapli de la pointe de Bellecombe à l'ensemble des plis couchés du style pennique observables en rive gauche de l'Arc à la latitude de Termignon (plis de la forêt des Tannes et des ruines de la Portelle, feuille Modane à 1/50 000), l'organisation de détail et l'intégration de ce mégapli dans le cadre des structures de la rive gauche du ruisseau d'Ambin est plus délicate (cf. Gay, 1971a : troisième partie et coupes sériées des planches hors-texte V et VI).

### *PANORAMA DU VERSANT OUEST DU MONT GIUSALET*

Comme le panorama du massif de Bellecombe, le versant sud-ouest du mont Giusalet n'est correctement observable qu'en fin d'après-midi. La ligne de crête dents d'Ambin—mont d'Ambin offre une multitude de points d'observation intéressants. Les abords du refuge Vaccarone (2750 m) en Italie présentent toutefois l'avantage d'être faciles d'accès.

L'intérêt de ce panorama est fondamentalement structural :

- un mégapli en « Z » à déversement E, à flancs subparallèles, occupe le Sud-Est du versant et forme une partie du Colle della Vecchia orienté N80 ; il implique à la fois les successions briançonnaises internes et les schistes lustrés à métabasites gabbroïques des unités médianes. Il démontre donc une tectonique commune postérieure à l'Éocène inférieur. Le contact entre les deux ensembles litho-structuraux est jalonné de cargneules mais aussi de serpentinites ;
- un second contact anomal majeur sépare des schistes lustrés du même type et les assises micaschisteuses albitiques du Permien. Ce contact est clairement visible à la ligne de crête du mont Giusalet.

D'autres contacts existent encore, notamment sur le revers est du Colle della Vecchia (*cf.* carte). Ils s'apparentent au contact anomal vraisemblable souligné dans ce panorama, mais sont jalonnés d'écailles métriques à quartzites blancs ou plus rarement à marbres jurassico-crétacés.

Une telle organisation structurale en écailles épaisses superposées laisse penser que l'attribution au Permien de l'ensemble des terrains compris entre le socle ancien et les métaconglomérats à galets de quartz rose du Permo-Trias, est sans doute très simpliste.

### *PANORAMA DE LA RIVE GAUCHE DE LA DOIRE RIPAIRE À L'AVAL DE SUSA*

À l'inverse des panoramas précédents, il est préférable d'observer le versant sud de Rocciamelone le matin, avant midi. Les meilleurs points de vue, qui ne nécessitent pas de longs parcours, restent les abords de la route joignant la strada statale 24 à Tanze, en rive droite de la Doire, au Sud de la voie ferrée Turin—Modane.

Le panorama permet d'avoir assez rapidement un aperçu de l'organisation d'une partie de la ceinture métamorphique des Alpes occidentales. Il donne une vision d'ensemble des principales séries de schistes lustrés. À partir de leurs associations tectoniques et de leurs relations structurales avec les unités briançonnaises internes, on montre les structures de la collision et on démontre le polyphasage tectonique à l'origine de l'édifice observé.

Le complexe des schistes lustrés occupe l'essentiel du panorama. Les parties basses orientales du versant sud sont taillées dans le matériel des unités piémontaises *s.s.* Les parties moyennes et hautes, et notamment la plupart des lignes de crête, appartiennent aux unités de schistes lustrés liguro-piémontaises.

L'extrémité occidentale du panorama est formée par la retombée méridionale du dôme tardif du massif cristallin d'Ambin supportant une couverture autochtone et des lambeaux de couverture briançonnaise décollés.

### Les unités piémontaises *s.s.*

Elles montrent ici essentiellement des métadolomies du Trias moyen, de couleur blanc-gris clair, très remarquables dans le paysage, ainsi que des schistes lustrés. Dans le secteur du Monte Molaras, les métadolomies affleurent assez largement au cœur de plusieurs boutonnières d'érosion. Toutefois, des lames de socle apparaissent aussi. L'une d'entre elles est visible plus particulièrement, un peu au-dessus de Foresto.

L'ensemble participe à plusieurs unités constituées chacune par une succession de plis couchés dont les axes sont généralement compris entre N80° et N120°. Il en va ainsi du pli dont la charnière se développe au-dessus de Crotte. C'est là qu'à pu être dressée la coupe de Crotte (fig. 6 de cette notice) dont les schistes lustrés ont été datés du Crétacé supérieur basal (Marthaler *et al.*, 1986).

### Les unités liguro-piémontaises

Seules les unités inférieures et médianes participent au paysage.

- Les **unités inférieures** sont les plus riches en roches vertes. Vers l'Est, en effet, à partir de Rocca Tre Cresti, les serpentinites, les métagabbros ainsi que diverses metabasites forment l'ossature générale de ces unités. Vers l'Ouest, en revanche, et principalement à partir de Chiamberlando, ce sont les divers termes de la couverture des ophiolites qui se développent. Elle comprend bien entendu des calcschistes et des marbres, mais aussi des méta-arénites basiques et acides témoignant en faveur du démantèlement, dans le bassin des schistes lustrés, de portions de croûtes océaniques et continentales.

Vers l'Est encore, le paysage montre que la base de ces unités inférieures tronque successivement les calcschistes puis les métadolomies des unités piémontaises *s.s.* Au Truc del Vento, l'ensemble participe en outre à un mégapli couché.

- Les **unités médianes**, formant la ligne de crête du mont Palon à Rocciamelone notamment, sont essentiellement formées de termes métasédimentaires. Deux formations ont une signature morphologique particulière. Tout d'abord, des calcschistes assez sombres et riches en

niveaux de méta-arénites acides (paragneiss) et basiques (prasinites des auteurs). Ils contiennent aussi des olistolites, de serpentinites essentiellement. Cette formation, datée également du Crétacé supérieur basal (Marthaler, *in Fudral et al.*, 1987), prend alors l'allure d'un olistostrome. Elle forme les sommets du mont Palon et de I Muret. Vers le Nord, entre Croce Rossa et le glacier d'Arnes (*cf.* carte géologique), cette formation apparaît au cœur d'une tête de pli isoclinale ouverte vers l'Est et impliquant le matériel des unités inférieures.

Dans le panorama, cette formation est développée également au pied du versant occidental de Rocciamelone. Là encore, elle est riche en olistolites, et participe à de multiples plis isoclinaux avec les schistes lustrés des unités inférieures.

Une seconde formation est aussi clairement identifiable sur ce panorama. Il s'agit du puissant ensemble de marbres clairs, en bancs souvent plurimétriques et à rares interlits calcschisteux, qui forme l'essentiel de la partie sommitale de Rocciamelone. Ils rappellent parfois certains faciès des « marbres chloriteux » de Vanoise. M. Marthaler (*in Fudral et al.*, 1987) a pu les dater du Crétacé supérieur basal.

### **Les unités briançonnaises internes**

Elles occupent deux secteurs particuliers du panorama :

— le cœur, ouvert vers l'Ouest, d'un mégapli couché plus ou moins cisailé, impliquant les schistes lustrés des unités inférieures et médianes. Le matériel de ces unités briançonnaises internes est essentiellement constitué de métadolomies cargneulisées et de beaucoup plus rares quartzites blancs. Il forme le replat relatif de Tuas Venezia, remarquable par ses couleurs claires qui tranchent avec l'aspect sombre et la forte couverture arbustive des schistes lustrés. Cette méga-structure, qui fait partie de la digitation du Mont-Cenis des auteurs, est recoupée par un accident plus récent sur la frange nord du massif d'Ambin (*cf.* carte);

— une demi-fenêtre ouverte dans l'édifice structural complexe que l'on vient de décrire. Il s'agit du massif d'Ambin supportant sa propre couverture mésozoïque. À l'extrémité haute et occidentale du paysage, cette couverture dessine un minuscule pointement. Ce dernier est formé par le revers est de la structure du Colle della Vecchia décrite dans le panorama précédent du mont Giusalet (*cf.* aussi la coupe 3).

Le massif d'Ambin supporte aussi, tectoniquement, les schistes lustrés des unités médianes déformées isoclinalement avec des couvertures briançonnaises internes décollées (sur la carte, la Punta Toasso Bianco et le versant sud-ouest de la klippe Nibble—Punta Ferrand). C'est le contact basal de cet édifice polynappé qui vient recouper le pli précédent à la latitude du mont Cenis.

Un tel contact est interprété comme l'un des derniers charriages vers l'WNW dans ce secteur avant le bombement du massif d'Ambin.

On pourrait aussi supposer qu'il s'agit en fait d'une fracture de type faille d'extension ductile profonde. Les données cinématiques actuellement connues ne permettent pas d'être totalement affirmatif à ce sujet (Fudral *et al.*, 1990).

