



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

**STE-FOY-
TARENTEAISE**

par

J. DEBELMAS, R. CABY, J. DESMONS

STE-FOY-TARENTEAISE

La carte géologique à 1/50 000
STE-FOY-TARENTEAISE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : ALBERTVILLE (N° 169 bis)
à l'est : BONNEVAL (N° 179 bis)

St-Gervais- les-Bains	Mont-Blanc	
Bourg- St-Maurice	STE-FOY- TARENTEAISE	
Moutiers	Tignes	



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINTE-FOY-TARENTEAISE À 1/50 000**

par

**J. DEBELMAS, R. CABY, J. DESMONS,
avec la collaboration de H. DABROVSKY, J. FABRE,
D. MERCIER, A. PACHOUD**

1991

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 – FRANCE

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

— *pour la carte* : DEBELMAS J., CABY R., avec la collaboration de ANTOINE P., ELTER G., ELTER P., GOVIM., FABRE J., BAUDIN T., MARION R., JAILLARDE., MERCIER D., GUILLOT F. (1991) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Sainte-Foy-Tarentaise (728)** — Orléans : BRGM. Notice explicative par DEBELMAS J., CABY R., DESMONS J. et coll. (1991), 43 p.

— *pour la notice* : DEBELMAS J., CABY R., DESMONS J., avec la collaboration de DABROVSKY H., FABRE J., MERCIER D., PACHOUD A. (1991) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Sainte-Foy-Tarentaise (728)** — Orléans : BRGM, 43 p. Carte géologique par DEBELMAS J., CABY R. et coll. (1991).

© BRGM, 1991. 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 : 2-7159-1728-7

SOMMAIRE

Pages

INTRODUCTION	5
<i>APERÇU MORPHOLOGIQUE</i>	5
<i>APERÇU STRUCTURAL</i>	5
<i>INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET PALÉOSTRUCTURALE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>UNITÉS VALAISANNES</i>	8
<i>UNITÉ SUBBRIANÇONNAISE DU PETIT-SAINT-BERNARD</i>	11
<i>SOCLE ANCIEN DU RUITOR</i>	12
<i>ZONE HOUILLÈRE BRIANÇONNAISE</i>	14
<i>ZONE BRIANÇONNAISE INTERNE</i>	16
<i>MASSIF DU GRAND-PARADIS</i>	20
<i>ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS</i>	20
<i>QUATERNAIRE</i>	21
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	22
<i>MÉTAMORPHISME</i>	22
<i>TECTONIQUE</i>	26
<i>ÉBOULEMENTS ET GLISSEMENTS DE TERRAIN</i>	37
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	38
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	38
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	40
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	40
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	40
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	41
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	43
AUTEURS	43

INTRODUCTION

APERÇU MORPHOLOGIQUE

La feuille Sainte-Foy-Tarentaise, dont la plus grande partie est en territoire italien, est une région de hautes montagnes culminant à la tête du Rutor* (3 486 m). Ces montagnes ne sont pénétrables que par des vallées en général profondément encaissées, fortement aménagées par les glaciers qui ont évidemment utilisé un réseau hydrographique antérieur. Il faut cependant mettre à part la trouée du col du Petit-Saint-Bernard qui est un seuil de diffluence glaciaire plus largement évasé par l'action du glacier de l'Isère, au Sud, et celui de la Doire-Baltée, au Nord.

Par leur orientation, les vallées se groupent en deux catégories :

— *les vallées SW-NE*, les plus fréquentes (trouée du Petit-Saint-Bernard, Valgrisanche et val de Rhêmes, ces deux dernières entièrement italiennes), qui sont parallèles aux structures et évidemment liées à ces dernières. La trouée du col du Petit-Saint-Bernard doit son évasement aux roches tendres du Houiller. Les deux autres, plus étroites, sont creusées dans des gneiss mais il est probable que leur trajet primitif a été conditionné par les Schistes lustrés sus-jacents, beaucoup plus tendres, schistes actuellement réduits à quelques pincées ;

— *la vallée NW-SE de la haute Isère* (Tarentaise), dans l'angle sud-ouest de la feuille, qui est, au contraire, perpendiculaire aux grandes structures et dont il faut chercher l'origine dans une ancienne vallée fluviatile néogène coulant vers l'extérieur des Alpes sur un versant encore peu aménagé. Elle serait donc typiquement épigénique.

APERÇU STRUCTURAL

La feuille couvre un secteur des zones internes alpines comprenant, du NW au SE, les ensembles structuraux suivants :

La zone valaisanne, représentée ici par l'unité du Roignais–Versoyen, célèbre par ses « roches vertes ».

La zone subbriançonnaise, avec l'unité du Petit-Saint-Bernard.

La zone briançonnaise, à laquelle appartient l'essentiel de la feuille et qui montre :

- la **zone houillère**, peu métamorphique, à l'Est du col du Petit-Saint-Bernard. C'est dans cette zone que s'ouvre le bassin de Sainte-Foy-Tarentaise, tapissé de moraines ;
- une série de **massifs cristallophylliens antéhouillers**, allongés SW-NE, formant le socle ancien de la zone briançonnaise interne. De l'extérieur vers l'intérieur :

* orthographié *Rutor* sur la carte.

— *le massif du Ruitor* et les deux rives du Valgrisanche. Il s'y rattache la klippe de la Becca di Toss, entre Valgrisanche et val de Rhêmes. Ce socle est recouvert par le Permo-Trias au Sud-Est,

— *le socle de la Vanoise Nord*, que l'on suit des contreforts nord du mont Pourri au massif frontière Archeboc—Ormelune, puis dans celui de la *Grande-Rousse*, le soubassement de la Becca di Toss et, au-delà du val de Rhêmes, dans le *massif Monte Roletta—Punta Bianca*.

Ces deux ensembles cristallins se prolongent vers le Nord au-delà de la Doire-Baltée pour former la zone du Grand-Saint-Bernard (feuille Mont-Blanc). Le deuxième forme la « *zona interna* » des géologues italiens.

Sur le territoire couvert par la feuille, ce socle ancien briançonnais est pratiquement dépourvu de couverture sédimentaire mésozoïque, sauf aux environs des chalets du Clou. Il est clivé en grandes écaillés à pendage Ouest entre lesquelles peuvent être pincées des lames de Schistes lustrés localement associés à des restes, difficilement déchiffrables, d'une ancienne couverture briançonnaise décollée : *pincée d'Avise*, à l'Est du Ruitor, et *pincée du « faisceau Grai »*, en rive gauche du val de Rhêmes. Ces dernières se raccordent avec les Schistes lustrés de la Grande-Sassière, au Sud, sur le territoire de la feuille Tignes.

La zone piémontaise, c'est-à-dire les *nappes de Schistes lustrés*. En dehors des lambeaux pincés que l'on vient d'évoquer, elle est représentée par deux unités distinctes par leur lithologie et leur degré de métamorphisme :

- une **unité supérieure** (*zone du Combin* l.s.), à métamorphisme de faible température (faciès schiste vert à lawsonite, chlorite, albite), représentée essentiellement par les Schistes lustrés de l'angle nord-est de la feuille, en rive gauche de la Doire-Baltée, et ceux de la Grande-Sassière (bordure sud de la feuille) ;
- une **unité inférieure** (*zone de Zermatt—Saas*), à métamorphisme de haute pression avec reliques d'éclogites, unité représentée par les Schistes lustrés du col d'Entrelor (angle sud-est de la feuille), et peut-être, ceux de la pincée d'Avise.

Le massif cristallin du Grand-Paradis, classiquement considéré comme le socle de la zone piémontaise, apparaît à peine dans l'angle sud-est de la feuille, sous les Schistes lustrés du col d'Entrelor.

INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET PALÉOSTRUCTURALE

Cycle alpin

La **zone valaisanne** ou **zone pennique frontale** marque la limite entre le domaine externe, delphino-helvétique, et le domaine interne, pennique. Au Secondaire, elle était affectée de failles actives, synsédimentaires, que traduit l'abondance des brèches, d'où son vieux nom de « zone des brèches de Tarentaise ».

L'existence des « roches vertes du Versoyen », c'est-à-dire de roches volcaniques et plutoniques basiques, sous-marines, intercalées dans la série

stratigraphique, laisse supposer l'existence d'une croûte amincie et fracturée, peut-être de type océanique par places, bien que l'on n'ait pas d'ophiolites typiques.

La **zone subbriançonnaise** qui succède immédiatement à la précédente à l'Est, était également un domaine à paléogéographie complexe qui, ici, a une valeur de sillon subsident.

La **zone briançonnaise** est née au Lias sous la forme d'une zone surélevée accidentant la plate-forme carbonatée qui avait régné pendant tout le Trias moyen-supérieur. L'émersion est quasi totale au Lias supérieur et au Jurassique moyen, provoquant l'érosion et la disparition des carbonates du Trias. Le régime marin reprend au Malm et persiste jusqu'à l'Éocène moyen mais avec des épaisseurs de sédiments réduites et des faciès pélagiques, que trouble, au Crétacé supérieur, l'éboulement des premiers reliefs produits par le plissement alpin. L'Éocène moyen, à faciès flysch annonçant l'arrivée des nappes, n'est pas connu sur la feuille.

Sur la **zone houillère**, toute la couverture mésozoïque manque, ce que l'on interprète généralement comme l'effet d'un décollement précoce, contemporain des prémices du plissement tertiaire. Le matériel décollé se retrouverait actuellement dans les Préalpes médianes, à 60 km au Nord-Est.

Sur le **socle briançonnais interne**, la couverture briançonnaise a presque toujours disparu, comme on l'a dit, mais ce qu'on en connaît, dans les écaillles des chalets du Clou et dans celles intriquées avec les Schistes lustrés, montre des marbres blancs de type Malm, parfois bréchiques, et des brèches polygéniques à éléments cristallins et Cristallin « reconstitué », c'est-à-dire un sédiment formé, presque exclusivement, des débris d'une roche plus ancienne et qui, de ce fait, mime cette dernière. Le faciès n'est pas très loin des « brèches de la Tsanteleina », néocrétacées, de la feuille Tignes. Ces faciès sont ceux de la zone Val-d'Isère—Ambin, probablement la plus haute et la plus érodée du domaine briançonnais.

La **zone piémontaise** *l.s.* Son matériel provient d'un domaine océanique (dont les ophiolites seraient le témoin) et de ses bordures continentales, à socle « sialique » (socle auquel on rattache classiquement le Grand-Paradis). Les séries sédimentaires océaniques débutent par le Malm, les séries épi-sialiques par le Trias—Lias, mais il n'y a aucun indice de la présence de ces dernières sur la feuille alors qu'elles sont connues plus à l'Est en val de Cogne. De toute façon, ces deux ensembles, s'ils existent tous deux, seraient très intriqués, soit du fait de la tectonique alpine, soit du fait de l'existence d'un véritable « prisme d'accrétion » néocrétacé au-dessus du secteur où la croûte océanique aurait presque totalement disparu par subduction avant la compression alpine proprement dite et les raccourcissements qu'elle engendre.

La présence d'écaillles briançonnaises au sein des Schistes lustrés, ainsi que celle de lames ophiolitiques, peut s'expliquer par des causes tectoniques ou par glissement d'olistolites lors de l'édification du prisme d'accrétion évoqué.

Période antéalpine

Elle est encore très mal connue du fait du métamorphisme et des déformations qui sont intervenues ultérieurement. On peut cependant reconnaître, à la fin du Primaire, deux domaines différents :

— un **bassin subsident, à l'Ouest, de type houiller**. Son remplissage détritique diminue rapidement d'épaisseur vers l'Est jusqu'à s'annuler complètement : il n'y a plus de Houiller sur le Ruitor qui devait constituer sa bordure interne ;

— une **zone haute**, à l'Est, correspondant au Ruitor, au moins, où le Permian-Trias *l.s.*, détritique ou volcano-détritique, repose directement sur le socle précambrien.

Le contact entre ces deux domaines paléogéographiques a dû être marqué par une zone fracturée jalonnée d'écaillés de socle ancien, et correspond souvent aux affleurements d'orthogneiss du type « gneiss du Sapey ».

Le matériel précambrien, polymétamorphique, se voit surtout dans le Ruitor. Il est assez varié dans ses faciès, depuis des micaschistes alumineux, les plus abondants, parfois noirâtres, jusqu'à des gneiss et des amphibolites. Son âge reste inconnu.

Le matériel prépermien, apparemment monométamorphique (métamorphisme alpin seulement) de Vanoise septentrionale et du val de Rhêmes, également d'âge inconnu, correspond à une série monotone où dominent des schistes albitiques gris, représentant peut-être d'anciennes grauwackes, et de rares bancs de quartzites. Cette série contient des intrusions basiques (prasinites) et acides (microgranites granophyriques, diorite quartzifère) considérées comme d'anciens sills.

DESCRIPTION DES TERRAINS

UNITÉS VALAISANNES

Unité du Roignais—Versoyen

γ. **Granitoïde de la pointe Rouse (Permien présumé)**. L'écaille principale est faite d'une roche granitique leucocrate, calco-alkaline, fortement cataclastique, microgrenue ou porphyrique à l'origine. Cette roche est associée à des micaschistes à chlorite et albite représentant probablement d'anciennes grauwackes.

Dans l'écaille annexe située au Sud-Ouest de la précédente, le faciès schisteux, parfois à silicates calciques (amphibole, épidote) l'emporte sur le faciès leucocrate mais il s'y ajoute des niveaux prasinitiques, conglomératiques et serpentiniteux, inconnus dans l'écaille principale. Le *conglomérat* (au Nord du petit lac coté 2402), assez fortement schistosé, montre des galets anguleux de gneiss et de micaschistes très aplatis, dans un ciment schisteux, noirâtre, graphiteux, à passées quartzieuses. La *serpentinite* est à antigorite.

Ainsi, les écailles de la pointe Rousse montrent-elles une association probablement stratigraphique entre des roches magmatiques acides, d'anciens sédiments argilo-gréseux (les micaschistes), parfois volcano-détritiques, plus rarement conglomératiques, et des termes basiques, volcaniques ou volcano-détritiques.

Le tout ne porte la trace que d'un seul faciès métamorphique, le faciès schiste vert, qui est celui du métamorphisme alpin prédominant en cet endroit. Quoiqu'on ne puisse écarter l'idée d'événements métamorphiques antérieurs, on a donc pensé, pour cet ensemble, à un *âge permo-carbonifère*. Il s'accorderait bien avec l'existence de roches sédimentaires spéciales, stratigraphiquement associées à ce Cristallin, roches dont le faible volume n'a pas permis de les porter sur la carte, à savoir :

- des conglomérats polygéniques à ciment de schistes noirs graphiteux, qui représentent peut-être un Carbonifère remanié ;
- des quartzites phylliteux à quartz amygdalaire, faciès habituel du Permo-Trias.

Lias–Jurassique moyen (?)

On lui attribue les **calcschistes du glacier d'Arveyres*** (l-j) et le **conglomérat du collet des Rousses** (l-jC), à matrice calcaréo-siliceuse rousse et gros éléments anguleux de calcaires blancs à cassure grise (Lias valaisan probable). La matrice a fourni quelques bélemnites.

Complexe « antéflysch »

CS. **Schistes noirs du Versoyen (Crétacé moyen ?)**. Il s'agit d'un ensemble de schistes noirs, tendres, fissiles, contenant de nombreux sills et coulées de roches volcaniques. A leur partie supérieure, ils passent à des schistes gris se débitant en plaquettes un peu plus épaisses.

Ces schistes renferment de nombreux olistolites, notamment des blocs de **gneiss** (ζ), de **serpentinites** à antigorite (Λ), plus ou moins schistosées, des **grès houillers** (h), des **dolomies cargneulisées** (K), des calcschistes de type Arveyres. Il est même possible que la pointe Rousse et son écaille annexe soient deux énormes olistolites.

Les roches volcaniques (« roches vertes du Versoyen ») comprennent des **laves en coussins** (notamment sur le pourtour ouest de la Tormotta), d'un diamètre de 0,40 m à 1 m. Ce faciès à coussins, qui apparaît surtout au sommet du complexe précédent avec les schistes gris, a été indiqué par une surcharge spéciale. Il peut être associé à des brèches de pillows. Localement, les coussins sont enrobés d'une roche contenant de l'amphibole bleue et de l'albite, roche dont l'apparence est celle d'une adinole et l'origine métasomatique. Mais, le plus souvent, ces roches se présentent en sills continus et homogènes sur de grandes longueurs, sills dans lesquels la roche est un metabasalte doléritique, de chimisme tholéiitique à influence continentale, plus ou moins spilitisé.

* orthographié *Arguerey* sur la carte.

L'association métamorphique prédominante est celle du faciès schiste vert (**prasinites** à chlorite, actinote, stilpnomélane, albite, épidote, sphène), mais il existe des reliques magmatiques (clinopyroxène, hornblende) et de l'amphibole bleue presque entièrement pseudomorphosée. La matrice sédimentaire des coussins contient un rare chloritoïde.

L'âge du complexe volcano-sédimentaire du Versoyen est compris entre le Lias–Dogger (âge probable du conglomérat sous-jacent) et le Crétacé supérieur (âge probable du « flysch » sus-jacent). La présence de schistes noirs peut évoquer soit les « black shales inférieurs » (Oxfordien), soit les « black shales supérieurs » (Crétacé moyen) des séries téthysiennes. La deuxième possibilité est en général retenue car on observe le passage progressif des schistes gris décrits précédemment (cS) à la formation basale du « flysch » de Tarentaise. Cette hypothèse entraîne l'existence d'une importante lacune sédimentaire (tout le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur).

Par ailleurs, les caractères que l'on vient d'énumérer font apparaître que la région de la pointe Rousse devrait correspondre, au début du Mésozoïque, à une zone de « cordillère », c'est-à-dire un paléorelief actif dont proviendraient les écaillés de gneiss, serpentinites, calcaires du glacier d'Aveyres, etc., paléorelief le long duquel se seraient également faites les montées de produits volcaniques.

« Flysch » de Tarentaise

Le terme de flysch que l'on applique généralement à cette importante formation est tout à fait injustifié pour désigner une série de calcschistes et de schistes au sein de laquelle il ne pourrait guère être appliqué qu'à un seul niveau, assez mince par ailleurs, celui des schistes noirs et quartzites verts.

On a distingué trois niveaux.

cFB. **Formation basale.** Elle est faite ici de calcaires bien lités, en strates parfois centimétriques (qui ont été exploitées comme lauzes dans la région de La Thuile), parfois à nombreuses zones siliceuses rouges parallèles (cote 1830 au pied de la Tête-du-Chargeur, Tormotta), parfois microbréchoïdes. Épaisseur de l'ordre de 100 à 200 m. Cette formation basale a donné quelques sections de *Globotruncana* turoniennes à campaniennes près de Bourg-Saint-Maurice.

cFQ. **Schistes noirs et quartzites verts** (« couches des Marmontains » des géologues suisses). C'est un bon niveau-repère fait d'une alternance de schistes noirs fissiles, verdis par la chlorite, et de quartzites gris verdâtre, d'aspect huileux, en bancs décimétriques, ce dernier faciès étant ici prépondérant, voire même seul représenté aux chalets d'Entre-Deux-Eaux (angle nord-ouest de la feuille). Épaisseur de 20 à 50 m.

cFT. **Formation terminale.** Alternance monotone de lits décimétriques de schistes, de calcschistes plus ou moins gréseux et de calcaires cristallins en plaquettes. Les niveaux microbréchoïdes ou microconglomératiques sont très rares. L'ensemble est affecté par un métamorphisme schiste vert léger, provoquant la néoformation de phyllites et d'albite, ainsi que la recristallisation totale de la calcite. Patine d'ensemble brunâtre. Épaisseur totale de 600 à 900 m, mais le sommet est une limite d'érosion.

Cette série terminale n'est pas datée. Elle peut être d'âge crétacé terminal, voire paléocène.

Unité de La Pierre-Avoi

Digitation la plus élevée de la zone valaisanne, elle serait représentée ici, avec doute, par le lambeau mésozoïque de Laytire, au Nord du col du Petit-Saint-Bernard, en limite de la carte. Ce lambeau est peut-être même un olistolite dans les schistes noirs du Versoyen. Il comprend :

tK. **Dolomies et cargneules du Trias supérieur** (associé, suivant P. et G. Elter, à une mince écaille de quartzites qui n'a pas été retrouvée).

l. **Lias indifférencié** (attribution faite par comparaison avec la coupe fossilifère de La Pierre-Avoi, en Valais) : calcaires cristallins gris clair ou bleuté.

Ces termes sont fortement disloqués par glissement gravitaire sur le versant.

UNITÉ SUBBRIANÇONNAISE DU PETIT-SAINT-BERNARD

De position structurale intermédiaire entre Valaisan et Briançonnais, elle a été, suivant les auteurs, attribuée au Valaisan ou au Subbriançonnais. C'est cette dernière interprétation qui a été adoptée ici, en raison de l'analogie de cette série avec celle de la Grande-Moënda (feuille Saint-Jean-de-Maurienne), analogie d'après laquelle ont été faites les attributions stratigraphiques suivantes (cf. fig. 2) :

tK. **Dolomies jaunes, toujours plus ou moins cargneulisées**, du Trias supérieur.

li. **Lias inférieur** probable. Calcaires recristallisés gris-bleu, à bandes siliceuses plus ou moins régulières, épaisses de 3 à 10 cm. Les lames minces montrent d'assez abondants débris d'organismes indéterminables et du quartz détritique (30 m environ).

lm. **Lias moyen** probable : 800 à 1 000 m de calcschistes monotones qui ont fourni des bélemnites à l'Ouest du lac Verney et une pentacrine dans le valon de Beaupré.

ls. **Lias supérieur** probable. Schistes noirs tendres, très fissiles (100 à 200 m ?).

jm. **Dogger** (?). Série du Roc-de-Belleface, faite de calcaires à entroques très recristallisés alternant avec des schistes et calcschistes noirs. Épaisseur de 200 à 400 m ?.

Les termes supérieurs manquent, par érosion ou plus probablement par clivage de la série dans le niveau marneux de l'Oxfordien *l.s.*

SOCLE ANCIEN DU RUITOR

Il comprend deux ensembles pétrographiques passant progressivement l'un à l'autre.

Partie sommitale et ouest du massif

Dans ce secteur sont conservées des reliques antéalpines (biotite brune, grenat, staurotide, disthène, pour les micaschistes ; hornblende verte ou brune, pyroxène, pour les roches vertes). Ces minéraux indiquent un premier faciès amphibolite antéalpin de moyenne pression. On a distingué les termes suivants :

ξR. **Micaschistes variés non différenciés.** Le faciès le plus caractéristique est un *micaschiste alumineux* à 2 micas, grenat, staurotide rétro-morphosée, ± disthène, graphite et tourmaline. Le glaucophane peut apparaître sur les plans de la foliation antéalpine, plus ou moins transposée, en baguettes millimétriques ou en gerbes, ainsi que le chloritoïde en pseudomorphose de la staurotide. Il existe aussi en quelques points (Flambeau, col de Planaval) des micaschistes noirâtres, légèrement graphiteux, rappelant le terme ξ du socle de Vanoise, mais il y a ici de la biotite brune antéalpine.

ζγ. **Orthogneiss leucocrates.** Ce terme recouvre :

- des lentilles d'orthogneiss œillés à 2 micas qui apparaissent principalement à proximité du contact entre Houiller et Cristallin. A ces roches très déformées, voire mylonitiques, rappelant certains faciès des « gneiss du Sapey », sont souvent associées des métapegmatites à muscovite ;
- des orthogneiss leucocrates à muscovite et microcline, passant à des gneiss albitiques à phengite. Souvent riches en allanite automorphe, ces orthogneiss peuvent représenter d'anciens sills acides antémétamorphiques.

ζR. **Paragneiss rubanés à biotite.** Ces roches massives sont parsemées d'ocelles plagioclasiques (ex-oligoclase probable, remplacé par phengite, + zoïsite, + albite). La biotite brun-rouge, souvent fraîche, souligne la foliation antéalpine. Dans les zones très déformées (bordure occidentale du massif), la biotite décolorée, parsemée de glaucophane très pâle, disparaît au profit de la phengite et on note l'apparition de grenat réactionnel avec l'ancien plagioclase.

Certaines roches grises, rubanées, à grain fin, de la partie sud-est du massif, évoquant d'anciens sédiments gréseux, représentent en fait des faciès mylonitiques à évolution rétrograde poussée. La biotite antéalpine y est totalement remplacée par la phengite, tandis que le glaucophane est lui aussi remplacé par la chlorite.

La majorité des roches vertes apparaît dans cet ensemble.

δ. **Roches vertes rubanées.** Elles forment des bancs concordants avec la foliation antéalpine et des lentilles boudinées au sein des paragneiss et des micaschistes. Leur caractère tholéiitique a été localement démontré. Les faciès dominants sont des prasinites et des amphibolites. Ces dernières ont souvent gardé une paragenèse antéalpine à amphibole brune ou vert sombre, + biotite, + plagioclase, + ilménite. On peut suivre leur transformation progressive en glaucophanites à grenat.

Il existe aussi des lentilles de pyroxénite et de gabbro diversement rétro-morphosés.

Dans la forêt de Derby (limite nord de la feuille) et sur le flanc ouest du bec de l'Ane, des amphibolites contiennent des lentilles éclogitiques (voir § « Métamorphisme »).

Ces roches vertes alternent généralement avec des gneiss albitiques de fréquence et d'épaisseur variables. Elles contiennent quelques rares lentilles de **cipolins** à minéraux (C), indiquées sur la carte sur les versants ouest et sud du bec de l'Ane.

Versant est du Ruitor, fond du Valgrisanche et Becca di Toss

Les reliques antéalpines ont en général disparu et les roches prennent un aspect monométabolique. On y a distingué deux tendances pétrographiques.

ξ_{chR}. **Micaschistes alumineux à chloritoïde.** Ils dérivent probablement du terme ξ_R par recristallisation complète des assemblages minéraux antéalpines. La foliation alpine, replissée, est soulignée par la phengite, des chlorites, du glaucophane (presque toujours rétro-morphosé) et du chloritoïde en petits cristaux fréquemment regroupés en nodules gainés de quartz qui évoquent la pseudomorphose d'ancienne staurotite. Le grenat, subautomorphe, parfois de taille centimétrique, peut inclure rutile, glaucophane et chloritoïde. Les minéraux accessoires sont l'hématite, la tourmaline, l'ankérite, la zoïsite et la biotite verte ou brun pâle, tardive, l'albite étant toujours très rare. Certains termes hyperalumineux, pauvres en quartz, peuvent contenir plus de 50 % de chloritoïde, en tablettes parfois centimétriques associées à des veinules de quartz. Des lentilles de micaschistes argentés à grands micas, associés à des gneiss albitiques, apparaissent aussi dans cet ensemble, notamment dans le bas Valgrisanche.

Cet ensemble renferme de nombreux lits de *prasinites*, massives ou rubanées, à actinote prédominante et rare grenat.

ξ_{al}R. **Micaschistes chlorito-albitiques.** Ces roches massives constituent la plus grande partie du soubassement cristallin de la Becca di Toss. Chlorites ferrifère et magnésienne, associées au mica blanc (phengite, paragonite) et à la biotite verte alpine, définissent la foliation souvent plissotée. L'albite ocellaire tardive est plus abondante que le quartz. Grenat, épidote, sphène et ankérite apparaissent en quantité variable. Le glaucophane est rarement conservé.

Les roches vertes (non distinguées) forment des lits et des lentilles boudinées. Leur paragenèse est toujours prasinitique (actinote, biotite verte, épidote, grenat, chlorite, etc.). La composition minéralogique de cet ensemble suggère une origine volcano-sédimentaire possible.

ZONE HOUILLÈRE BRIANÇONNAISE

h. **Houiller productif.** Il faut y distinguer trois zones d'affleurements.

● **Au niveau du col du Petit-Saint-Bernard** lui-même, le Houiller forme une bande peu déformée où son épaisseur est variable en raison des accidents obliques qui l'affectent, mais ne dépasse pas 150 m.

Sur le plan stratigraphique, la partie inférieure de la formation est caractérisée par la prédominance de faciès lacustres fins, bien stratifiés, riches en argilites noires à *Leaia* et *Estheria* (Namurien inférieur probable). Il existe quelques niveaux charbonneux mais leur mur est dépourvu de radicelles.

La partie supérieure de la formation devient progressivement plus gréseuse, avec des stratifications obliques. Elle a fourni de nombreuses plantes, dont *Paripteris linguaefolia* du Westphalien moyen.

C'est cette bande qui, au Nord-Est du col, porte des restes plus ou moins décollés de sa couverture mésozoïque.

● **A l'Est de cette bande et jusqu'au massif du Ruitor**, le Houiller est beaucoup plus puissant et plus intensément déformé. Il est daté, à sa base, du Namurien inférieur (+ Westphalien inférieur?) par une flore abondante avec *Karinopteris (Mariopteris) acuta*, *K. grandepinnata*, *K. laciniata*, *Linopteris neuropteroides* var. *minor*, *Neuropteris gardeolensis*, *Rhodea sparsa*, *Rh. moravica*, *Discopteris stockmansii*, *Asterocalamites* sp., etc. (dét. C. Gréber).

Le faciès dominant, grés-conglomératique, est plus grossier que dans l'ensemble précédent, et traduit des apports fluviaux avec séquences granodécroissantes vers le haut. On peut y reconnaître des faciès de remplissage de chenaux (conglomérats à stratification en auge) et d'épandage sablo-argileux sur des plaines d'inondation (grès, siltites micacées et argilites sombres à *Calamites*). Les couches charbonneuses existent et ont un mur à radicelles.

● **Dans le bassin de Sainte-Foy-Tarentaise**, probablement séparé des précédents par un chevauchement masqué par les moraines et les glissements de terrain, le Houiller prolonge celui des régions plus méridionales, à savoir l'« assise de Tarentaise », toujours schisto-gréseuse, avec quelques bancs de

conglomérats. L'ensemble est daté du *Westphalien supérieur—Stéphanien inférieur*.

h-r. **Stéphano-Autunien présumé.** On désigne ainsi une formation à dominante conglomératique, à galets parfois pluridécimétriques, très étirés (galets de quartz, gneiss, micaschistes, phanites noirs, épidotites, etc.). Le ciment est arkosique, gris, blanc ou vert. On trouve aussi quelques niveaux de grès et de schistes gris, verts ou violacés.

Cet ensemble est probablement hétérogène, car les affleurements dessinent trois bandes parallèles dont les caractères sont légèrement différents :

— une première bande, à l'Ouest, la plus importante en volume, court du bec Noir à la Becca Pugnante (limite nord de la feuille). Sa patine générale est assez claire. Les conglomérats y sont en contact stratigraphique avec le Houiller sous-jacent sur toute la bordure ouest. On pourrait les comparer avec la partie inférieure (Stéphanien moyen) de l'« assise de Courchevel » (feuille Moûtiers) ;

— la bande la plus orientale, donc la plus interne, qui est aussi la plus étroite, est en contact direct avec le socle du Ruitor. Ce contact est tectonique comme l'indiquent un liseré de roches broyées et, surtout, la disposition en série inverse de cette bande, déduite de considérations sédimentologiques. Les intercalations de schistes gréseux verts ou violets y sont plus fréquentes qu'ailleurs, ce qui évoquerait plutôt le sommet de l'assise de Courchevel (Stéphanien supérieur — Autunien) ;

— entre ces deux bandes, l'ensemble conglomératique des lacs du Ruitor est difficile à interpréter. Comme il renferme quelques intercalations de niveaux charbonneux et qu'il affleure au cœur de structures anticlinales, il pourrait appartenir au Carbonifère productif. Mais l'intensité de la déformation ne permet pas, pour l'instant, de conclure, ni d'écarter l'hypothèse qu'une partie au moins de ces conglomérats puisse être l'équivalent des précédents.

Le Houiller de haute Tarentaise contient de rares sills ou coulées de *roches volcaniques*, surtout basiques, qui n'ont pas été figurées sur la carte en raison de leur volume infime : Louie-Blanche, Nord du mont Valaisan, pointe de Tachuy, Montagna del Ghiaccio, etc.). Contrairement aux roches basiques du socle, ces filons de roches vertes sont monométagmorphiques, dans le faciès schiste vert.

Au pont du Champet (en aval de Sainte-Foy) et dans les rochers dominant le hameau des Masures, au Sud-Est, on trouve aussi des bancs décimétriques de roches blanchâtres, riches en albite et quartz, roches interprétées soit comme des sills ou filons de roches volcaniques acides, soit comme des horizons de cinérites.

ζS. **Gneiss du Sapey.** Sous cette dénomination, tirées de roches analogues mieux développées sur la feuille Modane, on désigne des gneiss œillés très grossiers, à deux micas, souvent associés à des filons de métapegmatites à muscovite. Ils affleurent seulement au pied nord de la crête Foglietta—Archeboc, au-dessus du Houiller dont ils sont séparés par un contact anormal jalonné de schistes mylonitiques noirâtres.

Ces roches dérivent d'anciens granites porphyroïdes antérieurs au Permo-Trias. Leur position actuelle, à la limite Vanoise — zone houillère, résulte de la tectonique alpine qui se superposerait peut-être à un axe magmatique ancien, parallèle à la bordure du bassin houiller.

r-t. **Permo-Trias.** Cet ensemble montre des quartzites blancs phylliteux, ankéritiques, parfois conglomératiques, très étirés en feuillets flexueux et noduleux, c'est-à-dire un faciès caractéristique du Permo-Trias. Mais, localement, il s'y associe d'anciens tufs rhyolitiques blancs et des roches basiques verdâtres, rubanées (ovardites), c'est-à-dire des faciès inconnus dans le Permo-Trias habituel et que l'on peut donc considérer comme du Permien. L'ensemble engloberait donc Permien et Permo-Trias.

Au Sud-Ouest de la Grande-Rousse (Sud de la feuille), ce complexe atteint et même dépasse 800 m d'épaisseur.

tQ, tD. **Quartzites et dolomies du Trias.** Seuls restes de la couverture sédimentaire du Houiller briançonnais, ces termes n'affleurent qu'en un seul point, au rocher de Touriasse, au Nord du col du Petit-Saint-Bernard. L'âge précis des dolomies (souvent cargneulisées : tK) n'a pu être déterminé.

ZONE BRIANÇONNAISE INTERNE

Les termes les plus anciens de cette zone se trouvent à l'angle sud-ouest de la feuille, dans les pentes qui descendent du mont Turia (sur la feuille Tignes) en direction du refuge de même nom (fig. 1). Ce sont des roches magmatiques et volcano-détritiques analogues à celles du massif de Belle-côte (feuille Moûtiers).

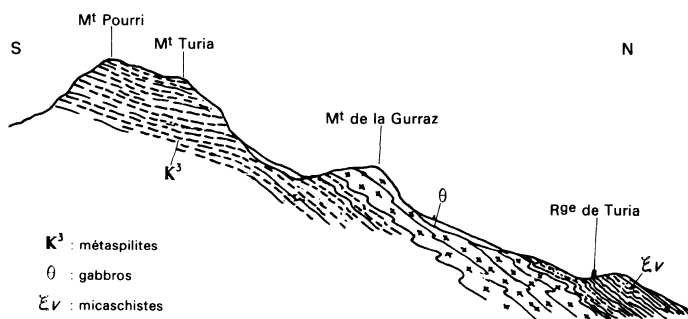


Fig. 1 - Coupe du versant nord du mont Pourri (d'après F. GUILLOT)

K³. Métaspilites, vertes, rubanées, chlorito-albitiques, à ocelles d'épidote, contenant quelques passées claires, quartzieuses, à porphyroblastes centimétriques d'albite qui sont peut-être d'anciennes laves acides. Cet ensemble atteint quelques centaines de mètres d'épaisseur.

θ. Gabbros, diorites, massifs, vert bleuté clair, à porphyroblastes noirs d'actinote (ép. : 100 à 200 m). Cet ensemble magmatique, à pendage Nord, s'enfonce dans cette direction sous le terme suivant.

ξV. Micaschistes indifférenciés, prolongeant le « complexe schisteux supérieur » (S) de Bellecôte (feuille Moûtiers). Le matériel est fait de micaschistes gris, très albitiques, fréquemment charbonneux (la matière charbonneuse est piégée dans l'albite) et pyriteux. Ces micaschistes sont associés à des *gneiss fins*, également albitiques, d'origine volcanique probable. En val de Rhêmes, ils contiennent des bancs métriques à plurimétriques de quartzites phylliteux à phengite, ± chloritoïde, ± glaucophane, ± grenat, ainsi que des *prasinites* rubanées, micacées, avec ou sans grenat, représentant d'anciens sills à bordure franche.

On a donc là une ancienne série détritique à volcano-détritique dans laquelle se seraient mises en place d'importantes quantités de roches basiques intrusives.

La schistosité alpine, très souvent subparallèle à l'ancienne stratification encore reconnaissable, est soulignée par la phengite et la chlorite, également présentes toutes deux en lamelles postcinématiques. Il faut signaler la présence locale de glaucophane (très souvent pseudomorphosé en chlorite et/ou biotite), ainsi que celle du grenat.

En rive droite du val de Rhêmes, principalement, il existe un développement important de biotite verte et surtout de biotite brun pâle magnésienne.

Aucune trace d'un métamorphisme régional antéalpin n'a été relevé dans cet ensemble.

μV. Microgranite (granophyre) de l'aiguille Rouge (massif du mont Pourri, angle sud-ouest de la feuille). Il s'agit d'une roche microgranitique blanchâtre, formant une importante masse dans les contreforts nord du mont Pourri. Au point de vue minéralogique, cette roche est caractérisée, outre le quartz, le mica blanc, la chlorite et le zircon, par des phénocristaux de microcline et une texture micropegmatitique. Aucune transformation n'a été observée dans l'encaissant au contact du granophyre. Par contre, la composition de ce dernier y est marquée par la disparition du feldspath et de la structure micropegmatitique. Le faciès est alors celui d'un microquartzite feldspathique, faiblement micacé, à zircon, résultant d'un phénomène de « bordure figée ».

Un âge U-Pb sur zircon de 507 ± 9 Ma (Cambrien terminal), obtenu sur deux roches de ce massif, fixe une limite supérieure pour celui du dépôt des sédiments charbonneux encaissants (Cambrien ou Précambrien).

Un *gneiss à microcline*, à rare structure granophyrique, forme une intrusion digitée en rive gauche du val de Rhêmes. Il s'agit d'un énorme sill pseudo-concordant avec la stratification de l'encaissant. Son évolution métamorphique (acquisition de biotite verte, phengite, parfois grenat) suggère une paragenèse finale d'âge alpin en faciès schiste vert.

η. **Diorite quartzique de la Bioula.** Il s'agit d'une annexe du grand massif qui se développe plus à l'Est, au Nord de Cogne. C'est une diorite quartzifère à amphibole, rare pyroxène, biotite et sphène (abondant). Elle contient quelques enclaves basiques et passe, au Sud-Ouest, à une diorite montrant, localement, une ségrégation de granite à deux micas. Le contact avec l'encaissant est marqué par des métacornéennes tachetées (andalousite ?), très recrystallisées à l'Alpin, mais dans lesquelles la stratification est, par places, parfaitement reconnaissable, avec même des litages obliques.

ιζ. **Gneiss et chloritoschistes (Permien et Permo-Trias).** Complexe à dominante chlorito-albitique, allant des gneiss albitiques fins aux chloritoschistes albitiques. Des *prasinites* variées y abondent. Ce terme peut localement englober le Permo-Trias avec son faciès habituel de *quartzites phylliteux* à nodules quartzeux ou ankéritiques.

ιθ. **Quartzites du Trias inférieur,** massifs ou bien stratifiés suivant les points, blancs, à patine verdâtre ou bronzée. Ils affleurent seulement en rive droite du ruisseau du Clou, près du Monal, et en fines écailles dans le « faisceau Grai ». A peu près partout, leur contact avec les micaschistes sous-jacents est tectonique (fréquent liseré de cargneule : τκ).

Le **Trias carbonaté** manque, soit qu'il ne se soit pas déposé sur cette partie interne du Briançonnais restée émergée jusqu'au Malm, soit qu'il ait été détruit par l'érosion liée à cette émergence, ce qui est plus probable car on le retrouve en galets dans le terme suivant qui, par places, est un véritable « Trias reconstitué ».

ι-jBr. **Brèches dolomitiques (Lias–Dogger).** Dans le bassin du Clou, surtout, on désigne sous cette notation des brèches dolomitiques jaunes à noires, à ciment calcaréo-dolomitique, passant localement à des marbres sombres à patine grise, parfois à accidents siliceux. Ces roches sont l'équivalent des « brèches supraladiniennes » des feuilles Moûtiers et Modane. Elles sont contemporaines de l'émergence du domaine briançonnais au Lias et au Jurassique moyen.

js. **Marbres blancs (Malm), souvent bréchiques.** Marbres clairs, massifs, à passées bréchiques, devenant même localement de véritables brèches polygéniques à ciment calcaire gris, à grain fin. Les galets, surtout dolomitiques mais parfois quartzitiques, sont répartis en lits irréguliers. La formation est riche en quartz détritique au point que, par places, on a de véritables bancs de grès calcaireux blancs.

cs-e. **Marbres chloriteux (Néocrétacé–Paléocène).** Ils affleurent surtout dans le bassin du Clou sous la forme de marbres verts ou rosés, riches en chlorite, phengite et épidote. Mais l'intérêt est que cette formation est ici

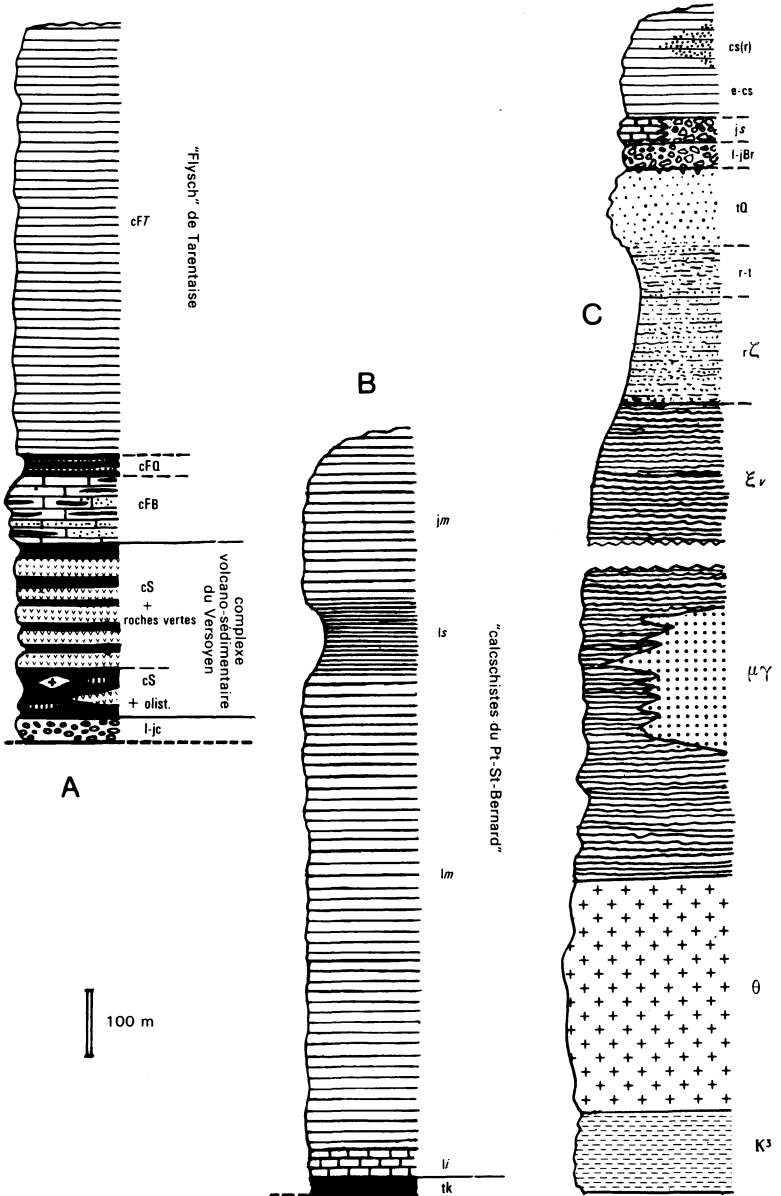


Fig. 2 - Séries stratigraphiques comparées des principales zones structurales
A : Zone valaisanne (digitation du Roignais-Versoyen)
B : Zone subbriançonnaise (digitation du Petit-Saint-Bernard)
C : Zone briançonnaise (Vanoise - Nord)

très riche en quartz détritique et contient aussi de nombreux blocs et olistolites de nature variée.

cs(r). « **Permien reconstitué** ». En amont des chalets des Balmes (extrémité est de la cuvette du Clou), ces marbres chloriteux passent progressivement à des **micaschistes** rappelant des métasédiments permien avec lesquels ils ont été confondus jusqu'ici. Il s'agit donc d'une formation « reconstituée » à partir des produits de l'érosion de ce Permien. Ce terme annonce donc les brèches à matériel cristallin remanié ou reconstitué de type Tsanteleina (feuille Tignes) et caractérise ainsi une série briançonnaise de type Val-d'Isère—Ambin.

La succession stratigraphique de la zone briançonnaise est schématisée en figure 2.

MASSIF DU GRAND-PARADIS

ζP. **Gneiss fins albitiques, micaschistes, prasinites**. Sous cette notation, trois faciès sont représentés, passant progressivement les uns aux autres : — des *micaschistes albitiques*, riches en grenat et chloritoïde, accessoirement à clinozoïsite, sphène et chlorite ; leur teinte rose est due à l'hématite ; — des *gneiss albitiques*, à mica blanc, clinozoïsite et chlorite fréquents, accessoirement à épidote, grenat, sphène et parfois amphibole ; — des *gneiss prasinitiques rubanés* et des *prasinites*, de teinte gris verdâtre.

Il s'agit donc d'un ensemble volcano-sédimentaire, antérieur au granite du Grand-Paradis (daté de 310 à 320 Ma, c'est-à-dire du Namurien), l'ensemble ayant été rétomorphosé en faciès schiste vert alpin. Sa foliation et ses structures sont alpines et identiques à celles des Schistes lustrés sus-jacents.

ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS

SL. **Schistes lustrés indifférenciés**. Ensemble assez monotone de calcschistes, ici d'âge inconnu, affectés par une foliation intense, elle-même replissée. Composition de calcite, ankérite, phengite, chlorite, albite, avec un peu de quartz et de tourmaline. Ils montrent parfois de petites taches sombres mimant une texture bréchique : il s'agit d'amas de phengite, chlorite et minéraux opaques dans une trame carbonatée riche en albite.

Cette formation contient d'assez fréquents lits de prasinites verdâtres, parfois à grenat, lits diffus ou massifs qui n'ont pas été distingués sur la carte pour la laisser suffisamment lisible.

En revanche, ont été cartographiés :

tK. **Lames de calcaires dolomitiques fortement cargneulisés** (mont Paillassé, dans le bas val de Rhêmes), associées à de petites écailles de quartzites et de Cristallin.

SL⁽¹⁾. **Marbres blancs**, souvent à trémolite, en bancs isolés d'épaisseur métrique, montrant parfois un rubanement de zones blanches et bleues. Ce faciès évoque le Malm des séries piémontaises plus méridionales, mais les radiolarites manquent ici.

Ces marbres blancs posent, en fait, le problème de leur véritable appartenance à la série piémontaise. Dans quelques cas au moins (synforme d'Avise et « faisceau Grai »), ils pourraient en effet être interprétés comme les restes d'une couverture briançonnaise interne, directement surmontés par la nappe des Schistes lustrés. Une telle hypothèse est particulièrement admissible quand ils sont associés à des niveaux bréchiques polygéniques à galets de Trias, parfois à ciment micaschisteux « reconstitué », rappelant alors certains faciès du Crétacé supérieur briançonnais de la zone Vanoise-Ambin (cf. feuille Tignes).

SL_{cm}. **Niveaux schisteux noirs**, non calcaires, localement à chloritoïde et grenat, pouvant contenir des olistolites (?) de Cristallin, Mésozoïque et ophiolites. Il s'agit probablement de l'horizon des « black shales » du Crétacé moyen, bien connu plus au Sud.

Λ, δ. **Lentilles ophiolitiques**: serpentinite, opicalcite, rodingite. Les zones de contact avec les Schistes lustrés sont riches en actinote, épidote et magnétite. L'extrême déformation de l'encaissant ne permet pas de dire si ces roches constituent les restes d'un ancien substrat océanique ou des olistolites dans la partie crétacée d'une série piémontaise.

QUATERNAIRE

E. **Éboulis**. On n'a pas séparé éboulis actifs et anciens, ces derniers plus ou moins envahis par la végétation. Par contre, on a distingué, par une surcharge spéciale, les éboulis à gros blocs, les écroulements récents — comme, par exemple, celui du Miroir, près Sainte-Foy, de la fin du 19^e siècle —, ainsi que les masses en glissement (versant ouest et nord de la pointe de Foglietta et des rochers de Pierre-Pointe, à l'Est et au Sud-Est de Sainte-Foy, glissement de la N 90 entre La Rosière et le col du Petit-Saint-Bernard, du barrage du Valgrisanche, etc.).

Jz. **Cônes de déjection torrentiels** et cônes d'avalanche.

Fz. **Alluvions actuelles** des fonds de vallées et des cuvettes lacustres.

Fy. **Alluvions anciennes** (seulement dans la vallée de la Doire-Baltée, près d'Arvier, angle nord-est de la feuille).

G, Gy. **Glaciaire wurmien ou indifférencié**. Il s'agit surtout de dépôts morainiques wurmiens (les dépôts éventuels plus anciens n'étant pas discernables). Ces dépôts, en général envahis par la végétation, n'ont pas de formes propres à l'exception de quelques vallums plus ou moins émoussés. On a indiqué par une surcharge spéciale les zones en glissement (Sainte-Foy).

Gz. **Glaciaire post-wurmien et historique.** Moraines très fraîches, sans végétation, abandonnées par les glaciers depuis la grande crue des 17^e et 18^e siècles, et dont les parties amont sont encore alimentées par les glaciers actuels.

Les **rock-glaciers** ou **glaciers rocheux**, fréquents dans toutes les parties hautes des massifs, représentent des massifs d'éboulis et de moraines à blocs soudés les uns aux autres par un mince film de glace résiduelle à partir d'une certaine profondeur. L'ensemble devient alors suffisamment plastique pour s'écouler lentement sur la pente en édifiant des bourrelets emboîtés. On a souligné par un trait bleu la crête de ces bourrelets en les superposant, suivant le cas, à la couleur de l'éboulis ou de la moraine.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

MÉTAMORPHISME

Unités valaisannes et subbriançonnaises

Les associations minéralogiques sont caractéristiques du faciès schiste vert de basse température, avec chlorite, albite, épidote et mica blanc. Toutefois, les roches vertes et schistes noirs du Versoyen contiennent aussi (à côté de reliques magmatiques telles que clinopyroxène et hornblende brune) actinote, biotite verte, stilpnomélane et chloritoïde. Signalons aussi la présence de rare jadéite ainsi que d'éclogites (Church, 1987). A la Tormotta (angle nord-ouest de la feuille), des reliques d'amphiboles sodiques (glaucophane à riebeckite), associées à l'épidote, indiquent un premier faciès de schiste vert de haute pression.

Les conditions de pression et de température peuvent donc être estimées à 4-6 kbar (schiste vert de haute pression), puis 3-4 kbar (schiste vert) pour une température comprise entre 375 et 450°.

Zone houillère

Pélites, grès et conglomérats ont été peu recristallisés. La muscovite détritique, notamment, y est le plus souvent encore conservée. L'association métamorphique alpine est du type schiste vert basse température, avec chlorite, phengite, albite, biotite verte, épidote, rutile et stilpnomélane. La matière carbonneuse y est de l'anthracite. Au voisinage immédiat du Ruitor (par ex. front nord-ouest du glacier du Ruitor), les schistes et la matrice des conglomérats stéphano-autuniens renferment parfois du chloritoïde, et les roches vertes de l'actinote.

Gneiss du Sapey

Le métamorphisme alpin y est semblable à celui de la zone houillère, avec phengitisation et/ou chloritisation de la biotite brune, recristallisation partielle du feldspath potassique en microcline et parfois cristallisation de petits grenats dans l'ancien plagioclase.

Massif du Ruitor

On a dit que, sur le plan minéralogique, on pouvait y distinguer deux ensembles métamorphiques passant progressivement l'un à l'autre :

● **Un ensemble occidental**, où les recristallisations alpines n'ont pas complètement effacé les paragenèses antéalpines : disthène, staurotide, grenat almandin dans les micaschistes alumineux à deux micas ; amphibole brune ou verte dans les amphibolites.

Ces minéraux indiquent un faciès amphibolite de moyenne pression ($P = 5$ à 6 kbar, $T = 550$ à 600 °C), localement suivi d'une foliation à biotite et muscovite.

Les recristallisations alpines, entraînant un remplacement fréquent de la plupart des minéraux précédents par de nouveaux, se sont faites en plusieurs étapes :

— il y a d'abord eu cristallisation de glaucophane, chloritoïde, zoïsite et grenat ;

— puis cristallisation de phengite, chlorite, albite, biotite verte ou brun pâle. Les roches basiques ont été alors transformées en prasinites.

Au cours de ces deux stades, on est donc passé d'un faciès schiste vert de haute pression (schiste bleu des auteurs) à un faciès schiste vert ($P = 3$ à 4 kbar) sous une température de 400 à 450 ° progressivement décroissante.

Dans les parties les plus occidentales du massif (bec de l'Ane et forêt de Derby), on connaît des *lentilles éclogitiques* au sein des amphibolites. Pour certains auteurs, ces éclogites seraient alpines, pour d'autres, elles pourraient être antéalpines. De toute façon, leur association minéralogique, partiellement conservée, est à glaucophane, grenat, omphacite, quartz, zoïsite et rutile ($P = 10$ kbar, $T = 450-500$ °). Cette paragenèse a été fortement rétro-morphosée en faciès schiste vert.

● **Un ensemble oriental** (Valgrisanche, Becca di Toss) où, contrairement à l'ensemble précédent, les reliques antéalpines certaines deviennent rares. Les micaschistes alumineux sont à phengite, chloritoïde et chlorite. Les paragenèses alpines de haute pression y sont le plus souvent très estompées par des recristallisations syncinématiques ou postcinématiques de faciès schiste vert. Il y a notamment rétro-morphose presque complète du glaucophane et cristallisation de chlorite, albite, biotite verte et épidote. Les metabasites sont essentiellement des prasinites à amphibole bleu-vert, biotite verte, chlorite, épidote et grenat.

En résumé, dans le massif du Ruitor, les associations de haute pression, avec peut-être localement des conditions éclogitiques, ont été presque partout effacées par un faciès schiste vert à biotite. De plus, ces recristallisations alpines ont largement effacé les paragenèses antéalpines dans toute la partie orientale du massif.

Zone Briançonnaise interne

La plus grande partie des roches ne montre, sous les recristallisations alpines, que des reliques minérales que l'on peut interpréter comme magma-

tiques (hornblende des roches basiques, muscovite, feldspath potassique des roches acides). C'est la raison qui rend vraisemblable l'hypothèse que ces roches n'auraient été affectées, avant les événements alpins, que d'un faciès schiste vert de faible température, au maximum.

Le métamorphisme alpin est, là encore, polyphasé :

– un premier faciès de haute pression (schiste bleu) a donné paragonite, glaucophane, phengite, zoïsite, chloritoïde, très rarement grenat ;
– puis vient un faciès schiste vert prédominant, avec chlorite, actinote, phengite, épidote, albite, grenat (plus fréquent du côté oriental) et, plus tardivement, une biotite qui est verte dans les régions occidentales (mont Pourri—Archeboc), brunâtre en val de Rhêmes et Valsavaranche.

Dans le *massif dioritique de Cogne*, l'empreinte du faciès schiste vert alpin décrit ci-dessus est modeste, avec présence occasionnelle de glaucophane précoce. On reconnaît les traces d'une auréole thermique qui a transformé l'encaissant immédiat en cornéennes tachetées massives.

Schistes lustrés et roches vertes

● **Dans la Grande-Sassièrè**, des pseudomorphoses de lawsonite (feuille Tignes) et quelques amphiboles bleues ferrifères permettent de conclure au développement d'un faciès à lawsonite, albite, chlorite, antérieur aux associations prédominantes de faciès schiste vert à albite, chlorite, phengite et épidote.

● **Dans la zone du Combin** (rive gauche de la Doire-Baltée), les prasinites ne présentent que des paragenèses du faciès schiste vert sans grenat (actinote, biotite verte, chlorite). Quelques reliques d'amphibole bleue ont été observées localement dans des prasinites à actinote.

● **Dans la synforme d'Avisè**, comme dans la **région du col d'Entrelor** (coin sud-est de la feuille), rattachables toutes deux à la zone Zermatt—Saas, les paragenèses de haute pression (faciès schiste bleu), rarement conservées, sont à glaucophane, zoïsite, grenat, rutile, dans les metabasites, et à phengite, quartz, chlorite magnésienne, chloritoïde, grenat, zoïsite, rutile, dans certains micaschistes alumineux (non carbonatés). Des reliques d'éclogite ont été signalées au Nord d'Orfeuille. Mais, partout, l'empreinte du faciès schiste vert à biotite verte ou brune est prépondérante.

A Morion, une lentille de roche verte contient des rodingites à pumpellyite, trémolite et diopside.

Massif du Grand-Paradis

Les associations minérales des micaschistes, prasinites et gneiss affleurant sur la feuille sont essentiellement caractéristiques du faciès schiste vert et alpines (sauf des reliques de grenat, peut-être d'amphibole). Mais des éclogites ont été décrites dans les gneiss du Grand-Paradis (voir feuille Tignes), attribuées au métamorphisme alpin bien que non datées. Ce que l'on connaît de l'ensemble du massif permet de penser que les gneiss, qui forment l'encaissant du granite du Grand-Paradis, ont subi un métamorphisme antéalpin de haute température.

TABLEAU 1 : MÉTAMORPHISME

	Age proposé/ radiométrique	Principaux minéraux formés	Conditions P-T proposées	Unités affectées
Alpin	Néopalpin (Oligocène)	biotite verte, albite,	décroissantes	toutes
	Mésopalpin : 38 ± 2 Ma	chlorite, actinote, albite, épidote, phengite ; lawsonite, albite, chlorite	P = 3-4,5 kbar, T \leq 400 °C P > 3 kbar, T < 300 °C	toutes Sassièr
	Mésopalpin précoce ou Éopalpin tardif?	glaucothane, épidote, chloritoïde, phengite, paragonite, grenat-spessartine (si écloqites mésoalpines) : omphacite, grenat	P = 4-6 kbar, T = 350-450 °C P = 10 kbar, T = 450-500 °C	Valaisan, Ruitor, mont Pourri, Briançonnais interne, unités piémontaises socle Ruitor
	Éopalpin précoce (Crétacé moyen) : 110 Ma	omphacite, grenat	P > 10 kbar, 400 < T < 700 °C	Zermatt, Gd-Paradis
Antéalpin		biotite, muscovite	P = 3 ou 5 kbar, 450 < T < 550 °C	socle Ruitor, Gd-Paradis
		disthène (Ruitor), staurotide, grenat, muscovite, biotite, hornblende (si écloqites antéalpines) : omphacite, grenat	P \geq 5-6 kbar, T = 550-600 °C	socle Ruitor, Gd-Paradis socle Ruitor

Données géochronologiques

Un seul âge radiométrique (mésosalpin), sur mica blanc, a été mesuré sur le territoire couvert par la feuille. Toutes les données qui suivent sont donc tirées des massifs voisins.

Les *faciès métamorphiques antéalpins* du socle briançonnais sont considérés comme d'âge paléozoïque mais ne sont pas encore datés.

L'*histoire métamorphique alpine* commence, dans les parties les plus internes de la feuille (Grand-Paradis et Schistes lustrés de la zone Zermatt—Saas), par des faciès de haute pression et basse température, éclogitiques par places, qui ont fourni des âges compris entre 90 et 60 Ma (âges dits *éoalpines*, Crétacé supérieur—Paléocène).

Dans les parties les plus externes (Schistes lustrés du Combin, zone briançonnaise *l.s.*, zone valaisanne), le faciès schiste bleu, ainsi que le faciès schiste vert normal, sont datés de 38 ± 2 Ma (âge dit *mésosalpin*, Éocène supérieur), ce qui s'accorde bien avec le fait qu'ils affectent les termes d'âge éocène moyen probable des séries briançonnaises (feuilles Moûtiers, Modane et Tignes).

En résumé (tabl. 1), le territoire couvert par la feuille montre des associations caractéristiques d'un faciès schiste vert prédominant, d'âge mésoalpin, dont la température était plus élevée vers l'Est. Ce faciès a succédé à des régimes de plus haute pression, éoalpines à mésoalpines, qui diffèrent d'une zone à l'autre.

Certaines unités de socle contiennent, en outre, les traces d'un métamorphisme antéalpin de degré variable (amphibolite à schiste vert) et d'âge inconnu.

TECTONIQUE

Unités valaisannes et subbriançonnaises

L'*unité du Roignais—Versoyen* est ici représentée par le flanc inverse d'un grand synclinorium déversé vers le Nord-Ouest (fig. 3). Donc, l'essentiel des séries rattachées à cette unité et visible sur la feuille, est en série inverse : le « flysch » de Tarentaise (en limite nord de la feuille : boutonnière d'Entre-Deux-Eaux) est recouvert par le complexe des schistes noirs à roches vertes, sur lequel vient chevaucher l'*unité du Petit-Saint-Bernard*, elle-même repliée en synclinal.

Au Nord-Est du col, cette dernière unité s'efface rapidement, si bien que l'on voit apparaître les parties les plus internes du Versoyen sous la forme d'une série de plis isoclinaux étroits couchés vers le Nord-Ouest (Tête-du-Chargeur), plis dont certains montrent en leur cœur la série « antéflysch » du Versoyen.

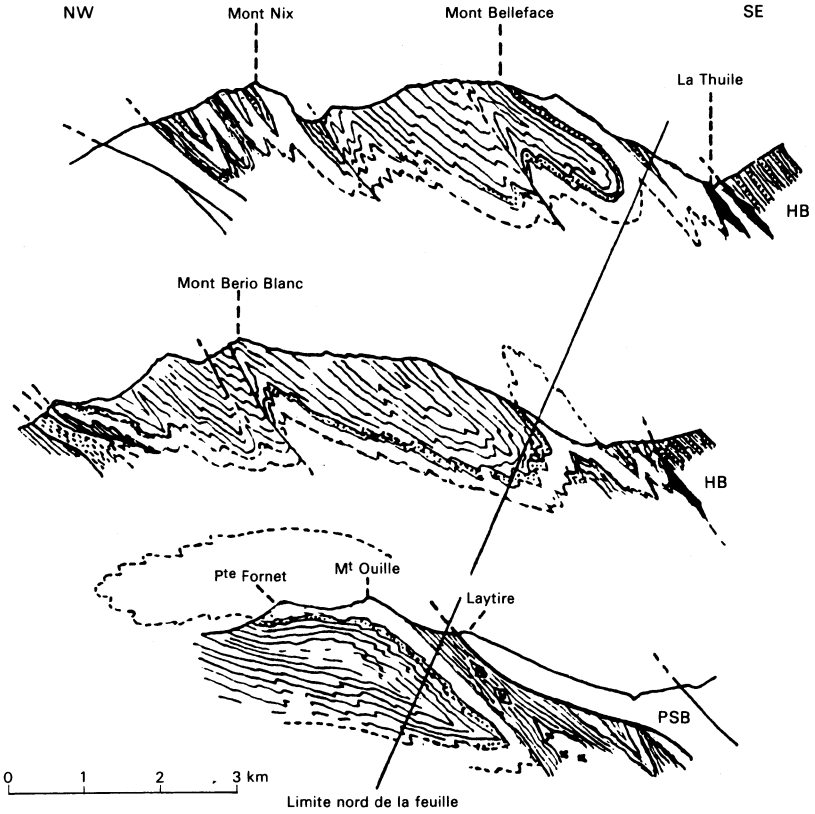


Fig. 3 - Coupe de la zone valaisanne à l'Est du col du Petit-Saint-Bernard (d'après P. Antoine). Le trait oblique marque la limite ouest de la feuille

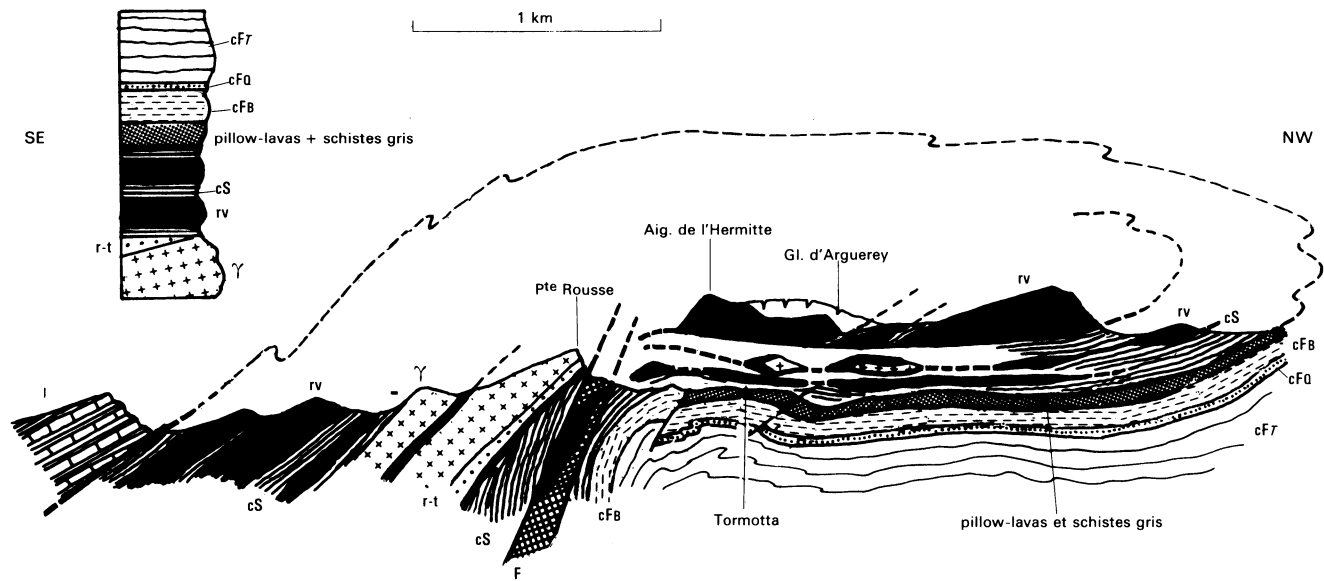


Fig. 4 - Coupe du massif de l'aiguille de l'Hermitte montrant le renversement vers le NW de la série du Versoyen (d'après P. Antoine). Mêmes indices que sur la carte, sauf rv (roches vertes).

Dans le détail, c'est la rive droite du vallon du Breuil qui fournit la meilleure coupe de la zone : on y voit les termes les plus anciens de la série du Versoyen, sous la forme des schistes noirs à roches vertes contenant des écailles variées, dont l'écaille cristalline de la pointe Rousse. Ce complexe, fortement tectonisé, est chevauché par les calcschistes du Petit-Saint-Bernard. Dans le haut vallon du Breuil on voit au contraire apparaître, en série renversée, le « flysch » de Tarentaise qui succède stratigraphiquement au complexe « antéflysch » (fig. 4).

Zone houillère briançonnaise

On retrouve, sur le plan tectonique, les ensembles déjà décrits, chacun affecté d'un style particulier.

● **La bande peu déformée du col du Petit-Saint-Bernard** vient en contact avec l'unité subbriançonnaise du même nom par l'intermédiaire d'un liseré de cargneules qui suit le vallon du Reclus, passe au col même et aboutit à La Thuile. C'est la seule partie de la zone houillère qui ait conservé quelques restes (par ailleurs décollés) de sa couverture triasique.

Cette bande se poursuit vers le Nord par la « zone des Cols » de la feuille Mont-Blanc où elle reste faite du même Houiller briançonnais typique. Elle apparaît donc là aussi comme un élément briançonnais frontal, et non comme une dépendance de la zone valaisanne.

● **L'ensemble principal du Houiller**, à l'Est du col, est séparé du précédent par un chevauchement jalonné par la lame de cargneules du lac Longet. Sa limite interne est également un contact tectonique, puisqu'il vient chevaucher le Cristallin du Ruitor par une série renversée (cf. fig. 6). Le contact originel est donc contemporain d'un stade relativement précoce de cette évolution.

Entre ces deux contacts tectoniques, l'ensemble, à valeur synclinoriale, est intensément déformé et affecté de plis isoclinaux serrés, fortement plongeants. Plusieurs schistosités superposées laissent deviner une histoire tectonique complexe qui est d'ailleurs la même que celle des massifs cristallins qui lui succèdent à l'Est.

L'analyse structurale a permis d'entrevoir trois périodes principales de déformations plicatives :

— *une phase de plissement synchisteux transverse*. La schistosité est soulignée par la phengite et la chlorite. Les axes des plis synschisteux sont N 70 à N 120, comme les linéations d'allongement ;

— *une phase postschisteuse*, donnant des plis isopaques ouverts, parallèles à la chaîne et à plans axiaux faiblement inclinés. Au Nord-Ouest du Ruitor, des zones de cisaillement pentées à l'Ouest accompagnent ce plissement. Souvent localisées au sein du Houiller ou à proximité du contact Carbonifère—Cristallin, elles représentent des failles ductiles en conditions rétrogrades, les unes à composante en extension, d'autres à composante en décrochante. Par contre, au niveau de la Doire-Baltée, les plis de cette phase s'associent géométriquement au chevauchement du Cristallin sur le Carbonifère. Au niveau du col du Petit-Saint-Bernard, les plis hectométriques, à

plans axiaux faiblement inclinés au Sud-Est, sont associés au chevauchement de l'ensemble interne sur l'ensemble externe ;
— *une dernière phase de plis*, à plans axiaux très redressés et d'axe peu différent des précédents, est probablement en relation avec des mouvements de surrection tardifs.

Une fracturation récente a donné également naissance à un réseau de failles où dominent les directions N 50 et N 80. Son influence morphologique est nette.

Vanoise

A la bordure sud de la feuille (quart sud-ouest), le socle cristallophyllien de ce massif affleure sur les deux rives de l'Isère. Il est très épais en rive gauche (soubassement du mont Pourri), beaucoup plus mince en rive droite (bassin du Clou) où il supporte un ensemble d'écailles briançonnaises dilacérées et décollées, appartenant à une ou plusieurs unités à série réduite, souvent bréchique, sans carbonates triasiques (séries de type Val-d'Isère—Ambin).

Ces écailles sont surmontées par la grosse **klippe de Schistes lustrés de la Grande-Sassière** (dont seule la bordure nord intéresse la feuille) et par de petites klippes annexes, situées au Nord-Ouest des chalets du Clou.

Cet ensemble passe en Italie où il vient rapidement buter contre le faisceau des failles NW-SE du haut Valgrisanche. Le socle de Vanoise chevauche ici le Carbonifère de la zone houillère par l'intermédiaire d'une écaille de gneiss de type Sapey et un peu de Permo-Trias écrasé. Au Nord-Est de la pointe d'Ormelune, et toujours sous le chevauchement de la Vanoise, le Houiller cesse brusquement et l'on passe aux gneiss du Ruitor, le contact entre eux étant marqué par un chapelet d'orthogneiss et de mylonites.

Massif du Ruitor

Émergeant du Houiller briançonnais vers l'Est, le massif du Ruitor apparaît sous la forme d'une coupole, à vrai dire réduite à sa retombée nord-ouest et sud. Cette disposition permet d'en voir la coupe sur la face est du massif. Toutes les structures y sont à vergence Est.

Vers le Nord, le massif se prolonge jusqu'à la vallée de la Doire—Baltée au-delà de laquelle il chevauche la zone houillère alors qu'il était chevauché par elle plus au Sud.

Vers le Sud, à partir de la latitude du col du Mont, les grandes structures qui dessinaient jusqu'alors des bandes NE-SW, tournent vers l'Est, ce qui est une conséquence de l'enfouissement vers le Sud de la coupole du Ruitor sous le chevauchement de la Vanoise Nord.

De plus, dans le **chaînon mont Arp-Vielle—Monte Pela**, on voit apparaître, au-dessus du Ruitor proprement dit, une écaille à matériel cristallin de même type, limitée à sa base par un coussinet de Permien et de Permo-Trias en série inverse (mais le Permien, à l'envers, repose stratigraphiquement sur

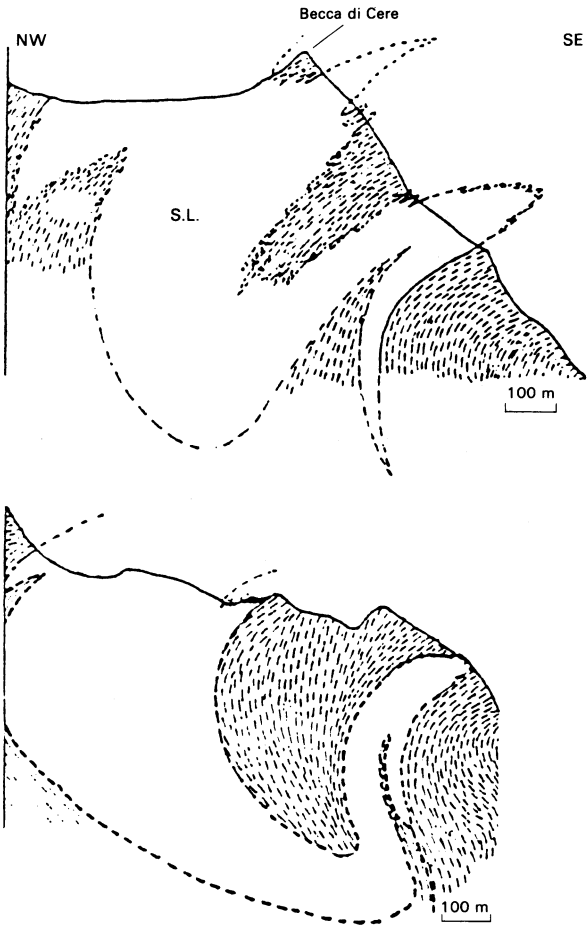


Fig. 5 - Coupe de la pincée d'Avise au niveau de la Becca di Cere dans l'interprétation de T. Baudin (1987). Cette interprétation, basée sur l'analyse microstructurale, diffère de celle retenue pour la coupe générale en couleur et celle de la figure 6, dessinées d'après R. Caby

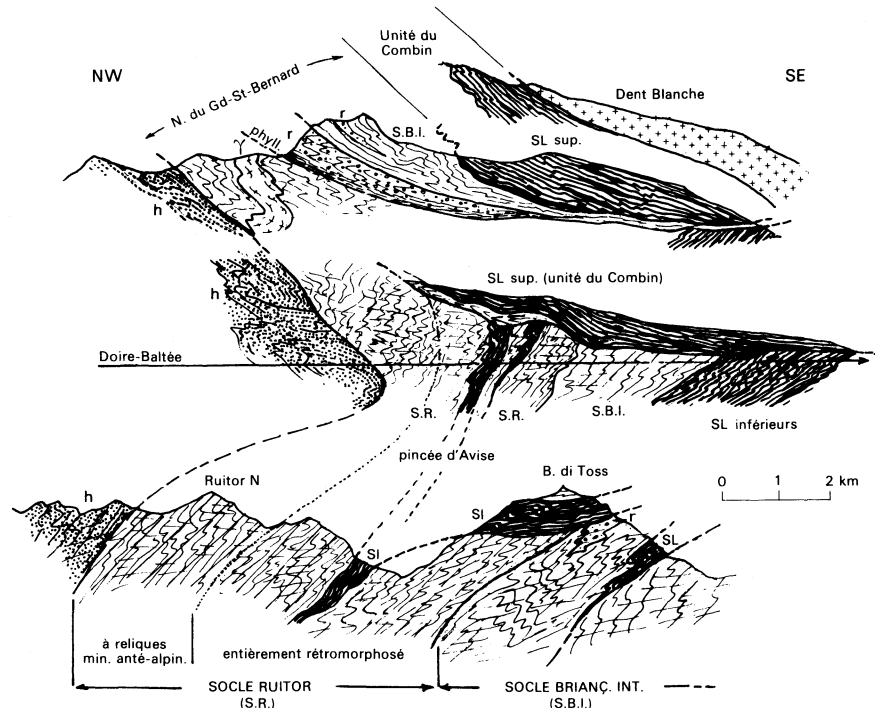


Fig. 6 - Coupes séries montrant l'évolution vers le Nord des éléments structuraux de la feuille, ainsi que leur liaison avec les Schistes lustrés du Combin et la klippe de la dent Blanche (d'après R.Caby)

l'ensemble cristallin sus-jacent). L'écaïlle et son coussinet de base traversent le Valgrisanche au Sud du lac de Beauregard en s'épaississant peu à peu.

L'écaïlle du vallon de Grand'Alpe offre une structure interne compliquée par un système de failles récentes NW-SE. Mais ce qui est important c'est que, vers l'Est, elle va chevaucher le Cristallin du massif de la Grande-Rousse en refoulant devant elle le coussinet de Permien et de Permo-Trias évoqué. Entre le haut Valgrisanche et le versant ouest de la Grande-Rousse, ce coussinet s'élargit beaucoup et contient même quelques écaïlles mineures de socle ancien.

Le versant oriental du massif du Ruitor est compliqué par la **synforme des Schistes lustrés d'Avise** («pincée d'Avise») qui vient se terminer immédiatement au pied oriental du Ruitor (lac de Morion). Cette pincée est dédoublée dans le versant est de la Becca di Cere (fig. 5), puis plus au Nord (Monte Colombo, Avise) où les pendages deviennent quasi verticaux. Au-delà de la Doire-Baltée, les deux pincées sont rebroussées vers l'Ouest sous l'effet d'entraînement des Schistes lustrés de Saint-Nicolas (unité du Combin) (fig. 6).

Des études structurales récentes sur le massif du Ruitor et la pincée d'Avise (Baudin, 1987) ont permis de préciser la succession des déformations qui les ont affectés. Celle-ci étant valable pour l'ensemble des zones plus internes couvertes par la feuille, sera reprise en conclusion de ce chapitre (*cf.* «Évolution tectonique»).

Massif de la Becca di Toss

C'est la suite de l'édifice du Ruitor en rive droite du Valgrisanche. En effet, les Schistes lustrés de la pincée d'Avise se prolongent dans ceux qui forment le grand coussinet de la Becca di Toss, surmonté par les klippes cristallines sommitales, équivalentes du Cristallin du Ruitor lui-même. Elles sont en série inverse car leur base est soulignée d'un liseré presque continu de marbres blancs attribuables au Malm discordant.

Le substrat cristallin sur lequel ont été charriés les Schistes lustrés d'Avise et ceux de la Becca di Toss, est en continuité sur les deux rives du Valgrisanche mais ce substrat s'effile rapidement d'Ouest en Est sous la Becca di Toss, ainsi qu'au Nord et au Sud de ce sommet :

— **au Sud**, il n'est en effet représenté, à la Becca di Tei, que par un mince copeau que l'on voit finalement disparaître sur le flanc ouest de la Grande-Rousse ;

— **au Nord**, il s'effile de la même façon et devient une mince lame qui ceinture le versant nord de la Becca di Merlo di Chamin.

Dans ce charriage vers l'Est, le matériel Ruitor vient reposer, tantôt sur le Cristallin du massif de la Grande-Rousse, tantôt sur des Schistes lustrés (Nord-Ouest de Coveyrand-le-Vieux).

Massif de la Grande-Rousse et base du versant gauche du val de Rhêmes

Sous le Ruitor de plus en plus laminé dans son rétrocharriage vers l'Est, se développe un nouvel ensemble cristallin, localement séparé du précédent par un coussinet permo-triasique (versant est de la Becca di Toss).

Au Sud, ce Cristallin se raccorde avec le socle de Vanoise, d'une façon rendue complexe par la succession de plusieurs phases de plissement d'axe différent. Entre le sommet de la Grande-Rousse et le haut Valgrisanche interfèrent en effet le Cristallin Grande-Rousse—Vanoise, celui du Ruitor, et un important coussin relativement plastique de Permo-Trias qui « bourre » entre les deux ensembles précédents.

La succession des mouvements semble être la suivante : les premiers, de vergence encore mal déterminée, mettent en place les pincées de matériel Briançonnais et de Schistes lustrés du versant est de la Grande-Rousse. Puis intervient le chevauchement, vers l'Est ou le Sud-Est, du Ruitor et de son annexe méridionale, l'écaille de Grand'Alpe, avec son coussin de Permo-Trias frontal ; celui-ci dessine l'enveloppe d'une sorte de pli en fourreau à vergence Est. L'histoire tectonique se termine par le redressement des structures ou leur basculement vers le Nord-Ouest, (écho du soulèvement de l'axe Grand-Paradis—Vanoise) et la fracturation connexe.

Au Nord, le socle cristallin de l'unité de la Grande-Rousse se suit à la base du versant gauche du val de Rhêmes et disparaît sous les Schistes lustrés d'Introd. Ce Cristallin est probablement clivé en écailles par des plans de chevauchement qui représentent la fin du « faisceau Grai », marqué par des pincées de Schistes lustrés. Celles-ci s'ouvrent vers le Nord en se réunissant les unes aux autres. La plus importante est celle qui forme la crête de plan Cou, à l'Ouest de Coveyrand-Vieux : elle sépare le Cristallin de Coveyrand et celui du bas Valgrisanche (chevauché par le Ruitor, comme on l'a dit).

Chaînon de la Punta Bioula

Massif, monotone et d'accès difficile, ce massif reste de structure mal connue. Apparemment, il se présente comme un gros monoclinale penté au Nord-Ouest, constitué de plis isoclinaux d'axes transverses. Cet ensemble recouvre les Schistes lustrés du col d'Entrelor et du Valsavaranche, enveloppe du Grand-Paradis.

Il est possible qu'il représente le prolongement d'une partie au moins du Cristallin de la rive gauche du val de Rhêmes, mais l'existence des pincées du « faisceau Grai » peut toujours laisser supposer une solution de continuité cachée sous le Quaternaire du fond de la vallée.

Au Nord, ce Cristallin s'enfouit sous les Schistes lustrés de la région d'Introd où viennent s'épanouir et fusionner les pincées du faisceau Grai.

Conclusion : évolution tectonique (fig. 7)

Si l'on essaie de synthétiser toutes les données tectoniques qu'apportent ces différents massifs, on arrive au schéma suivant :

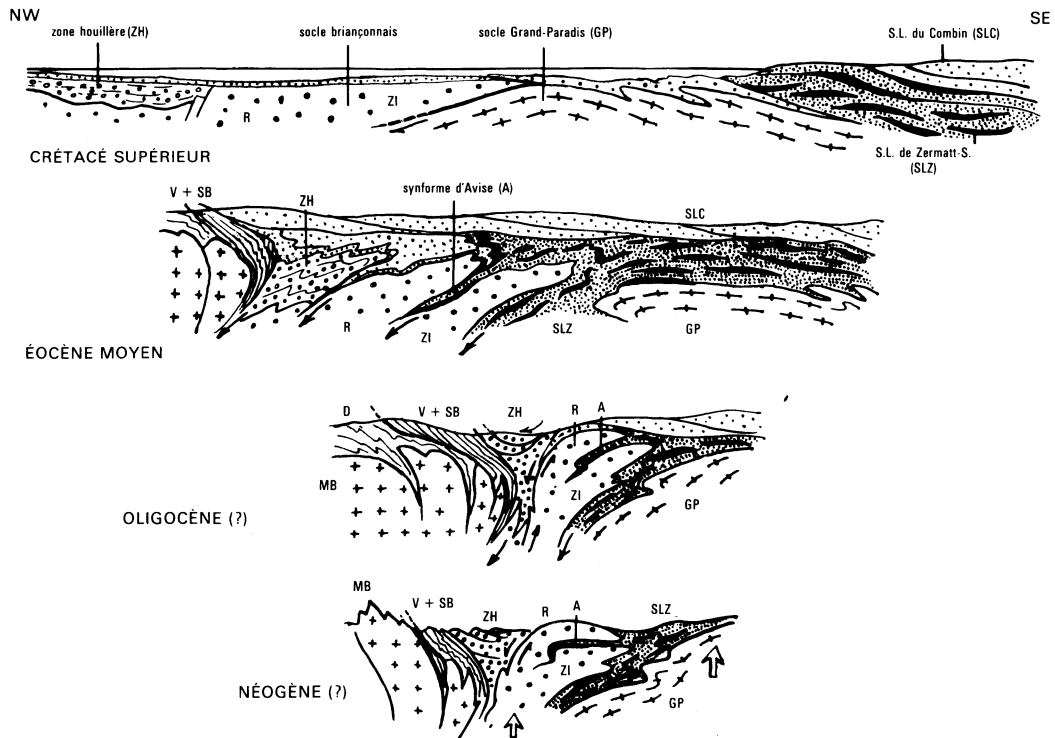


Fig. 7 - Evolution tectonique du secteur étudié (d'après R. Caby)

Les premières déformations, en conditions de haute pression (faciès schiste bleu, éclogites) ont probablement eu lieu, dans la zone Zermatt–Saas et le socle du Grand-Paradis, dans un contexte de subduction comme cela est admis plus au Nord, dans le massif du Mont-Rose, et plus au Sud, dans celui de Dora Maira. Dans ces massifs, les âges sur minéraux de métamorphisme permettent de rattacher ces événements au *Crétacé moyen-supérieur*.

Dans les socles briançonnais au contraire, tous les événements tectono-métamorphiques sont nécessairement postérieurs à l'Éocène inférieur, âge des derniers dépôts marins dans cette zone.

La mise en place originelle des nappes de Schistes lustrés sur le Briançonnais interne (que traduisent les affleurements observés dans la synforme d'Avise et le faisceau Grai) aurait eu lieu avant (ou pendant ?) l'enfouissement des socles briançonnais aux profondeurs requises pour le développement des associations minérales de haute pression (de l'ordre de 20 km, voire plus). Nous appellerons D1 l'ensemble de ces déformations mésoalpines de haute pression.

Dans les roches où les paragenèses syncinématiques de HP sont bien conservées, les critères cinématiques indiquent partout des déplacements tangentiels dirigés vers l'Est. Le grand pli couché, à flanc inverse conservé, de la Becca di Toss, se rattacherait à cette phase, ainsi que le chevauchement de la Vanoise sur l'écaille de Grand'Alpe et la mise en place de celle-ci.

A la bordure orientale de la zone houillère, D1 s'exprime en plis aigus synschisteux à axes transversaux, actuellement fortement plongeants. De plus, les critères cinématiques enregistrés lors de la déformation cisailante par les galets des conglomérats, indiquent aussi des déplacements vers l'Est.

Les déformations en conditions rétrogrades, c'est-à-dire dans un faciès schiste vert (= D2, mais équivalent probable de D2+D3 des feuilles Modane et Moûtiers), correspondent à la remontée des terrains préalablement enfouis à grande profondeur et au replissement généralisé des structures précédentes.

C'est au niveau du Ruitor, dans lequel on observe les paragenèses de plus haute pression de la phase précédente, que cette « extrusion » est la plus nette : le Ruitor s'élève en mylonitisant son contact déjà tectonique avec le Houiller briançonnais. Celui-ci, de son côté, glisse différentiellement vers l'Ouest, ce mouvement s'accompagnant de nombreux cisaillements ductiles à composante normale et décrochante.

Les autres contacts, notamment Ruitor–zone briançonnaise interne ou celle-ci avec les Schistes lustrés sus-jacents, jouent en failles inverses syn-S2.

C'est alors que se terminent :

- l'édification de la pincée de Schistes lustrés d'Avise ;
- la structure de la Becca di Toss dont les Schistes lustrés s'enracinent dans la pincée en question ;
- le faisceau transverse de Grand'Alpe : cette annexe méridionale du Ruitor vient chevaucher la « zona interna », avec coulissement dextre du front de la Vanoise qui prend ainsi valeur de rampe latérale. Dans ce mouvement, la bordure sud du faisceau de Grand'Alpe a été débitée en écailles que l'on

retrouve emballées dans le complexe permien et permo-triasique qui en garnissait le front.

A des **mouvements tardifs** (D3, équivalent probable de D4 des feuilles Modane et Moûtiers), on peut attribuer :

- le soulèvement en demi-coupole du Ruitor ;
- la fin du chevauchement vers l'Ouest du front de la zone houillère, accompagné d'une schistosité S3, raide, recoupant S2 (voir coupe en marge de la carte) ;
- le mouvement de charriage vers l'Ouest des Schistes lustrés de l'unité du Combin (angle nord-est de la feuille et feuille Mont-Blanc), qui s'accompagne d'un rebroussement vers l'Ouest et d'une troncature des Schistes lustrés d'Avisé, puis d'un renversement vers l'Ouest du contact Ruitor–Houiller briançonnais. Ce contact passe à un chevauchement dirigé vers l'WNW, penté 30° E.

ÉBOULEMENTS ET GLISSEMENTS DE TERRAIN

Ils sont fréquents dans ces zones à fortes pentes et conditions climatiques extrêmes, ainsi que dans ces terrains toujours très fracturés.

Quelques **éboulements en masse** sont d'époque historique. Celui provenant du bec Rouge (Nord-Est du Miroir, près Sainte-Foy) – grès et conglomérats du Carbonifère supérieur – s'est produit en juin 1877. Il a obstrué le lit du nant Saint-Claude, mais la rupture ultérieure du barrage naturel a provoqué la destruction quasi complète du hameau du Champet, en bordure de l'Isère. Des ouvrages de correction torrentielle ont permis d'éviter l'affouillement des produits de cet éboulement.

Plus récemment (4 avril 1982), quatre personnes ont été tuées par une chute de blocs sur la N202, en aval de la Raie, toujours en provenance du Houiller briançonnais. Les sondages EDF pour le projet de barrage de la Raie ont d'ailleurs démontré, qu'en ce point, la roche en place était recouverte d'un véritable chaos de blocs éboulés, masqué par la moraine.

En Italie, le gros éboulement de Pelaud (dans les schistes cristallins du socle briançonnais interne), en rive gauche du haut val de Rhêmes, est également récent.

Dans l'angle sud-ouest de la feuille *la crête de l'aiguille Rouge* (annexe du mont Pourri) domine, à l'Est, la station d'Arc 2000 et, à l'Ouest, la commune de Villaroger. Or, toute la crête est hachée de cassures ouvertes, récentes, avec des menaces d'affaissements en masse à l'Ouest comme à l'Est. Ceux-ci se sont d'ailleurs déjà produits sur les deux versants de la crête. On peut donc déplorer les aménagements récents du domaine skiable qui, par leurs terrassements excessifs, risquent de rompre l'état d'équilibre actuel, particulièrement précaire.

Pour ce qui est des **glissements de terrain**, la région de Sainte-Foy est particulièrement exposée, d'une part par l'importance de sa couverture

morainique qui reçoit les eaux d'infiltration provenant du cirque encombré d'éboulis de la pointe de la Foglietta, d'autre part par le travail d'affouillement de l'Isère à la base de la zone en glissement.

Au début du siècle, des déplacements de 20 cm/an ont été observés. L'église, qui menaçait ruine, a été détruite et reconstruite... au même endroit ! En 1924, une partie du tapis morainique est descendue de plusieurs centaines de mètres, emportant quelques maisons au Sud du village.

En 1930 et 1933, des travaux de protection ont été réalisés au-dessus et au-dessous du chef-lieu. Ils comportent 15 km de drains et un tunnel de 510 m déviant l'Isère pour supprimer l'affouillement de la rive droite. Malgré ces précautions, les glissements persistent, notamment en période de fonte des neiges. En 1981, par exemple, des coulées boueuses ont coupé la N 202. Le village reste menacé et de nombreuses maisons sont lézardées. La nouvelle mairie est bâtie sur des fondations rigidifiées par des réseaux de ferraille et des emplacements ont même été prévus pour placer des vérins en cas de déplacements trop importants !

Une masse glissée importante, actuellement en grande partie stabilisée, se trouve en *rive gauche du Valgrisanche*, au niveau du barrage (terminé en 1959). La digue en béton s'appuie d'ailleurs sur cet ensemble glissé reconnu comme tel après l'achèvement des travaux. Pour éviter une remise en mouvement toujours possible du versant, la retenue n'a été remplie qu'au 10^e de sa capacité.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE (partie française)

L'eau d'infiltration circule dans les fissures de la roche en place mais surtout dans les terrains altérés de surface, les éboulis et les placages morainiques. Comme partout, en zone houillère, les sources sont nombreuses mais la plupart ont un débit assez faible, leur dissémination sur les pentes favorisant la dispersion de l'habitat.

A cause de la nature essentiellement siliceuse des formations traversées, l'eau est partout faiblement minéralisée.

L'alimentation en eau potable est uniquement gravitaire, soit à partir de sources, soit, en moindre proportion, de prises directes sur les torrents.

A Sainte-Foy, une trentaine de captages approvisionnent les différents lieux habités. La plupart des émergences ont un débit faible, de l'ordre du litre/seconde. Cependant, quelques sources très importantes comme celle du ruisseau des Charmettes ou des étangs du Monal, peuvent atteindre plusieurs dizaines de litres/seconde, mais elles sont souvent liées à des écoulements superficiels. Le captage de Baptieu, dont le débit moyen est de 3 l/s, contribue à alimenter le chef-lieu de la commune.

TABLEAU 2 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Hospice du Petit-St-Bernard	1.4001	Fe	Oligiste Ocre	Disseminé	Tuf, travertin	Indice non retrouvé. Position imprécise.
Thovez	1.4002	Cha	Anthracite	Stratiforme	Grès, schiste	2 anciens centres d'exploitation souterraine.
La Roche	5.4001	Cu	Chalcopryrite Cuivre gris Pyrite	Inconnu	Grès, schiste	Il y avait autrefois un brocard pour briser les blocs de la montagne.
Sous-le-Jorat	5.4002	Pb	Galène	Inconnu	Grès	Indice non retrouvé. Position imprécise.
La Gure	5.4003	Cu, Fe	Chalcopryrite Oxyde de fer	Inconnu	Grès, schiste	Indice non retrouvé. Position imprécise
Glacier d'Argentière	6.4001	Pb	Galène	Inconnu	Grès, schiste	Villa Roger. Indice non retrouvé. Position imprécise.
Saint-Germain dans la montange de Sevry	6.4002	Ami	Asbeste	Inconnu	Serpentinite	Indice non retrouvé.
Galerie du Clou, PK 1152	6.4003	Ami	Trémolite Amphilote Talc Calcite Chlorite Pyrite	Filonnets	Dolomie Calcschiste	Filonnets irréguliers liés aux roches amphibolitiques, observés au cours du creusement de la galerie.

Montvalezan, où se trouve la station de tourisme de La Rosière, sur la route du Petit-Saint-Bernard, prend son eau en altitude, principalement dans la combe des Moulins où le captage, dans des éboulis, de la source de la Traversette donne 15 l/s en étiage. Plus en aval, l'eau du ruisseau est également déviée vers l'adduction communale. La prise d'eau EDF du mont de Piche est elle-même utilisée. La source de la Servolière (8 l/s), sur la route du col, contribue à l'alimentation de la station hivernale, tandis que, sur les pentes inférieures, les émergences de Ménessier et Solliet servent à approvisionner différents hameaux.

En rive gauche de l'Isère, les sources de la commune de Villaroger sortent également des terrains houillers altérés en surface. La plus importante, celle du Biollet, située à l'amont du chef-lieu qu'elle alimente, a un débit moyen d'étiage de 15 l/s. Les autres émergences captées (Bonneville, Caffauts, Ronaz, Lovatière, La Traverse, etc.) ne fournissent guère que 1 l/s en moyenne.

SUBSTANCES UTILES

De l'**anthracite** a été exploitée à l'Est de La Thuile (Italie), dans le Houiller briançonnais, de 1849 à 1965. Le gisement se suit sur 800 m environ, avec un pendage Sud-Est. Il est fait d'un chapelet de lentilles discontinues, d'une puissance de quelques décimètres à plusieurs mètres.

De la **blende** a également été exploité dans le Houiller au Sud de La Thuile, sur la route menant à La Joux, en rive droite du torrent du Ruitor, vers 1 610 m d'altitude (gisement de Promise). Les haldes, non encore envahies par la végétation, se voient sur le versant ouest du mont Colmet.

Les principaux travaux se sont échelonnés entre 1918 et 1934, bien que la découverte du gisement soit antérieure (fin du 18^e siècle). Il s'agit d'un filon quartzeux minéralisé en sulfures mixtes, filon concordant avec les schistes houillers, donc d'orientation SW-NE, avec un pendage SE de 30-45°. Sa puissance peut atteindre 2,80 m. Il a été suivi sur 245 m de longueur. Le minerai est représenté, par ordre décroissant d'importance, par la blende, galène, pyrite et traces de chalcoppyrite. Les concentrations, dans le tout-venant, sont de 8 % de Zn et de Pb. La présence d'argent a été mentionnée.

L'extraction a été de l'ordre de 150 tonnes de blende par mois dans les années 1933 et 1934.

Les gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille font l'objet du tableau 2

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires dans le **guide géologique régional : Alpes de Savoie** (J. Debelmas, 1982), Paris : Masson édit.

BIBLIOGRAPHIE

Généralités sur la région

CABY R. (1968) — Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structurales de la zone du Grand-St-Bernard dans la partie sud du val d'Aoste (Italie). *Géol. alpine*, t. 44, p. 95-112.

CABY R. (1974) — Gneiss permo-carbonifères d'origine magmatique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand-St-Bernard en val d'Aoste (Italie). *Géol. alpine*, t. 50, p. 39-44.

DEBELMAS J. (1979) — Notice explicative de la feuille Annecy à 1/250 000. Orléans : BRGM, 56 p.

ELLENBERGER F. (1958) — Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 561 p.

ELTER G. (1960) — La zone penninica dell'alta e media valle d'Aosta e le unita limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, XXII, 113 p.

ELTER G. (1972) — Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes nord-occidentales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, XXVIII, 18 p.

Zones valaisanne et subbriançonnaise

ANTOINE P. (1971) — La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. Thèse, Grenoble, 367 p.

ANTOINE P. (1972). Le domaine pennique externe entre Bourg-St-Maurice et la frontière franco-italienne. *Géol. alpine*, t. 48, p. 5-40.

ANTOINE P., LOUBAT H., VATIN-PÉRIGNON (1973) — Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des ophiolites du domaine pennique externe. *Géol. alpine*, t. 49, p. 21-40.

CHURCH L.S. (1987) — Les ophiolites de la zone du Versoyen : témoins d'un bassin à évolution métamorphique complexe. Thèse, Genève, n° 22/57.

ELTER P., ELTER G. (1965) — Carta geologica delle regione del Piccolo S. Bernardo (versante italiano). *Mém. Ist. Geol. Univ. Padova*, XXV, 53 p.

LASSERRE J.L., LAVERNE C. (1976) — Le volcanisme tholéitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes). Thèse, Grenoble, 252 p.

LOUBAT H. (1968) — Étude pétrographique des ophiolites de la « zone du Versoyen », Savoie (France), province d'Aoste (Italie). *Arch. Sci.*, Genève, 21, p. 265-457.

Zone houillère briançonnaise

ELTER P., ELTER G. (1965) — *op. cit.*

FABRE J. (1958) — Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. BRGM*, 315 p.

FABRE J. (1962) — Remarques complémentaires sur la zone houillère en haute Tarentaise. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 269, p. 137-152.

Massif du Ruitor

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

CABY R. (1968) — *op. cit.*

DAL PIAZZ G.V. (1965) — Il lembo di ricoprimento della Becca di Toss : struttura retroflessa della zona del Gran San Bernardo. *Mem. Acad. Patavina*, 77, p. 107-136.

GOVI M. (1966) — Contributo alla conoscenza della zona mesozoica di Avise (alta Val d'Aosta). *Boll. Soc. Geol. It.*, 85, p. 705-719.

GOVI M. (1967) — Elementi clastici di « rocce eclogitiche » nella zona mesozoica Avise-Valgrisanche (alta Val d'Aosta). *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, p. 171-178.

GOVI M. (1975) — Carta geologica del ricoprimento Gran San Bernardo tra il Paramont ed il vallone di Vertosan. *C.N.R.*, Centro di Studio per i probl. dell' orog. delle Alpi occid. (tirage spécial).

Vanoise et Briançonnais interne

CABY R. (1968) — *op. cit.*

CIGOLINI C. (1981) — Garnet chemistry and zonation in the Italia sector of the Grand-Saint-Bernard Nappe. *Atti Ac. Sc. Torino*, 115, p. 332-344.

GUILLOT F., LIEGEOIS J.P., FABRE J. (1991) — Les granophyres du Cambrien terminal dans le mont Pourri (Vanoise, zone briançonnaise) : première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris (sous presse).

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

Massif du Grand-Paradis

BERTRAND J.M. (1968) – Étude structurale du versant occidental du massif du Grand-Paradis (Alpes Graies). *Géol. alpine*, 44, p. 55-88.

Métamorphisme

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

BOCQUET-DESMONS J. (1974) – Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri settori dello zoccolo briançonnese. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 13, 271-284.

BOCQUET-DESMONS J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C., KRUMME-NACHER D. (1974) – K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 47, 7-26.

LADURON D., DESMONS J. (1981) – Résorption et néocroissance dans les grenats d'un micaschiste du Ruitor (Alpes penniques franco-italiennes). *Mém. Inst. géol. univ. Louvain*, 31, p. 335-347.

Carte géologique de la France à 1/50 000

- Feuille *Mont-Blanc*, par P. Antoine *et al.* (1979)
- Feuille *Modane*, par J. Debelmas *et al.* (1989)
- Feuille *Mouÿtiers*, par J. Debelmas *et al.* (1989)
- Feuille *Tignes*, par E. Deville *et al.* (1991)

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de 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 à l'agence régionale Rhône-Alpes, 29, bd. du 11 Novembre, 69604 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Jacques DEBELMAS, Renaud CABY, Jacqueline DESMONS, avec la collaboration de : H. DABROVSKY (substances utiles) ; J. FABRE, R. MARIE (glissements de terrain) ; D. MERCIER (Carbonifère de la zone briançonnaise) ; A. PACHOUD (hydrogéologie).

Présentation au C.C.G.F. : 23 juin 1988

Acceptation de la carte et de sa notice : 28 février 1989

Impression de la carte : 1991

Impression de la notice : juin 1991

