Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand-Paradis. Région de Val d'Isère. Alpes graies. Alpes franco-italiennes

Hans Niemeyer

▶ **To cite this version:**

Hans Niemeyer. Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand-Paradis. Région de Val d'Isère. Alpes graies. Alpes franco-italiennes. Stratigraphie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1979. Français. NNT : . tel-00874111

HAL Id: tel-00874111

https://theses.hal.science/tel-00874111

Submitted on 17 Oct 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

OCA-SA-004475 T1979-NIE01

TRAVAUX DU DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE STRUCTURALE
UNIVERSITÉ PIERRE et MARIE CURIE
PARIS VI

R
AUBOUIN

INSTITUT DE GEODYNAMIQUE
N°. 6384.....
URA 1279 - BIBLIOTHÈQUE

Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand-Paradis Région de Val d'Isère

Alpes graies
Alpes franco-italiennes

— 1979 —

THÈSE DE DOCTORAT
DE 3e. CYCLE

Hans NIEMEYER

THÈSE

présentée pour l'obtention du

DIPLOME DE DOCTEUR DE 3me CYCLE

Mention : GÉOLOGIE STRUCTURALE
Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE

à

L' UNIVERSITÉ PIERRE et MARIE CURIE

PARIS VI

OCA-SA 004475
T1979-NIE01
BIBLIOTHEQUE GEOAZUR
Sophia-Antipolis
Valbonne

par

Hans NIEMEYER

Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand-Paradis
Région de Val d'Isère
Alpes graies
Alpes franco-italiennes

Soutenue le 24 janvier 1979 devant la commission composée de

M. Jean AUBOUIN	Président
M. Gérard GUITARD	Examinateur
M. Jean-Paul RAMPNOUX	Rapporteur

CHAPITRE I

CADRE GENERAL

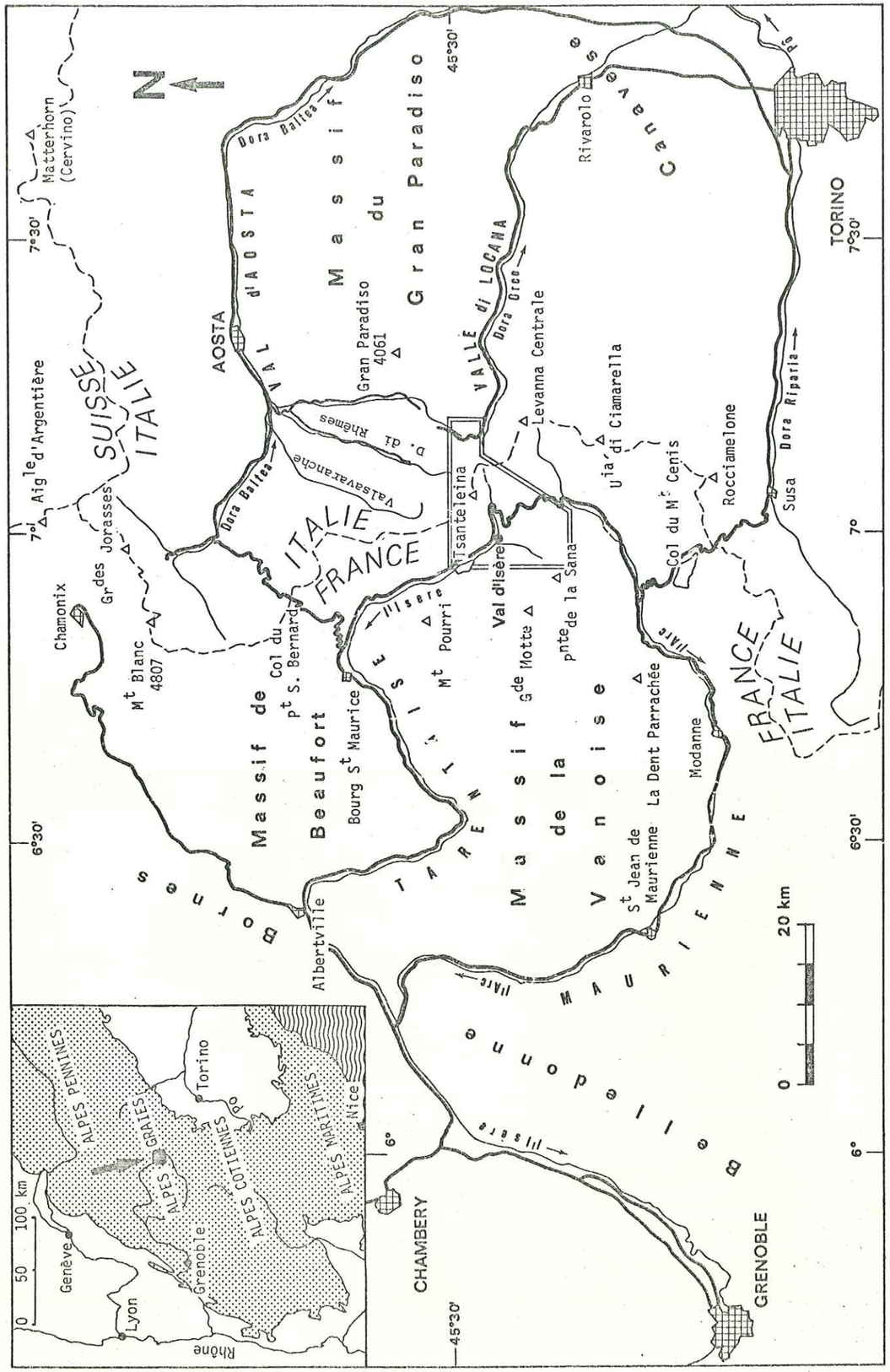


FIGURE 1

LOCALISATION DU SECTEUR

DOMAINE D'ETUDE.

Le domaine étudié dans ce mémoire couvre environ 150 km^2. Dans le cadre des Alpes occidentales franco-italiennes, il se rattache à l'unité géographique constituée par les Alpes Graies (figure 1, en cartouche), occupant une position intermédiaire entre le Massif de Vanoise en France et le Massif du Grand Paradis en Italie (figure 1).

Ce secteur appartient au département français de Savoie et à la province italienne du Piemont. Il se situe sur la région frontalière entre la haute vallée de la Tarentaise (Isère), haute vallée de Rhêmes (Dora di Rhêmes) et haute vallée de Locana (Dora de l'Orco).

CADRE GEOGRAPHIQUE.

Notre secteur d'étude forme un trapèze approximatif (figures 1 et 2) limité :

- Au N, par l'arête qui joint l'Aiguille de la Grande Sassière (3747m) à la Pointe de la Traversière (3338m), et l'arête N de ce sommet jusqu'à la Pointe Bassac Deré (3461m). De ce dernier point vers l'E, par une ligne imaginaire reliant le Col de Bassac Deré avec la Grande Vaudala (3250m) et la Costa di Menta.

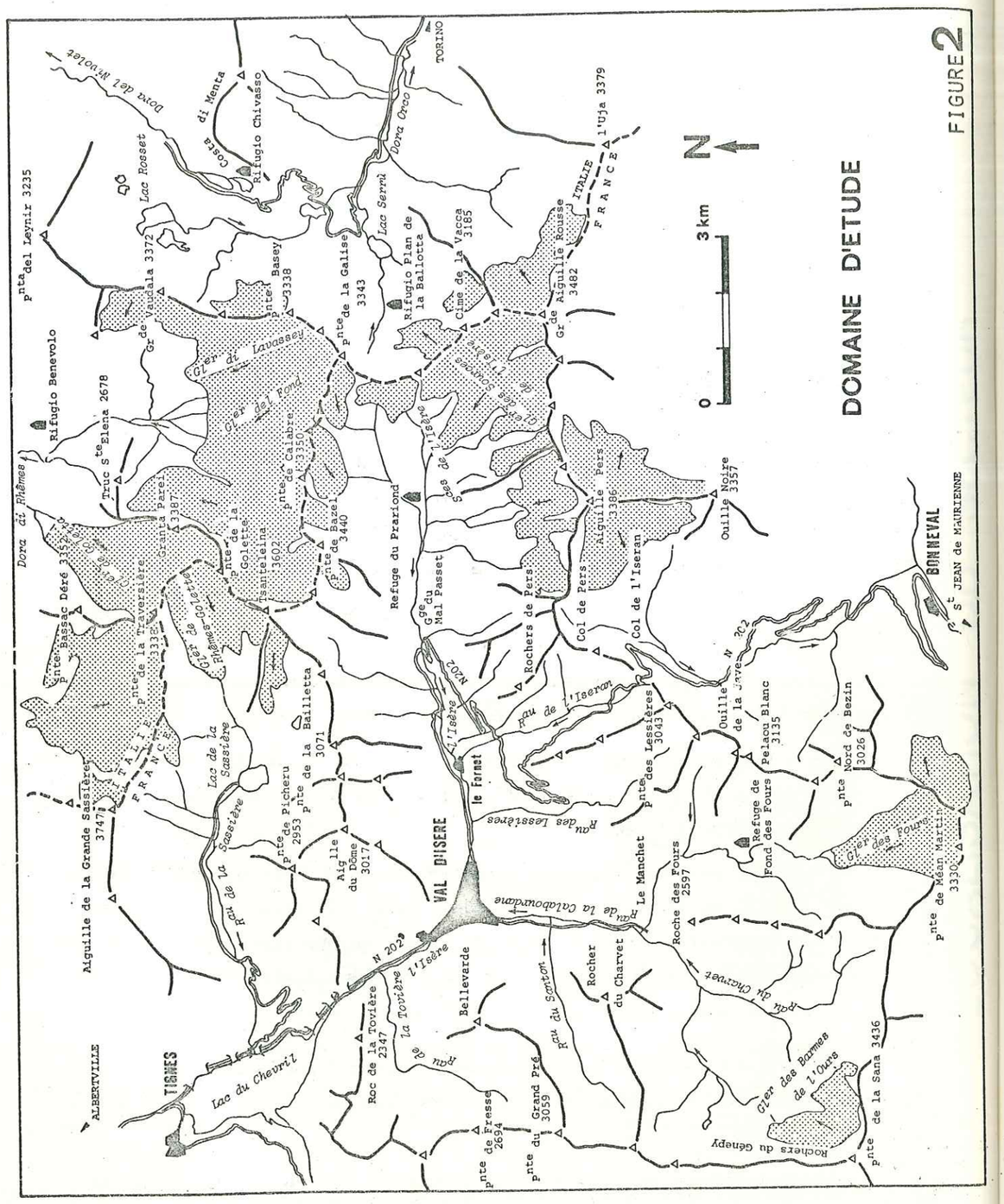
- Au S, par le beau Massif du Méan Martin (3330m) et le chaînon qui s'étend vers l'W jusqu'à la Pointe de la Sana (3436m).

- A l'W, par la ligne de crêtes entre la Pointe de la Sana et la Pointe de Fresse (2694m) et d'ici vers le N, par une ligne imaginaire jusqu'à l'arête SW de la Grande Sassière.

- A l'E, par une ligne qui joint la Pointe de Méan Martin, l'Ouille de la Jave (2831m) et le Col de Pers (3009m). De ce col vers l'E, la limite orientale est matérialisée par la ligne de crêtes qui va jusqu'à la Grande Aiguille Rousse (3482m). Vers le N-NE, par une ligne imaginaire joignant ce sommet à la Costa di Menta, en passant aux environs du Lac Serrù.

La figure 2 montre les principaux sommets, lignes de crêtes et vallées qui forment ou soulignent le relief, ainsi que les villages et refuges qui assurent l'accès à notre secteur d'étude.

Des glaciers d'une certaine importance se regroupent autour de la crête frontière et surtout sur ses faces N(figure 3). Ils facilitent l'accès


DOMAINE D'ETUDE
FIGURE 2
N
0
3 km
TORINO
ITALIE
FRANCE
Dora del Meyolet
Dora di Rhêmes
Dora Orco
Lac Rosset
Lac Serrù
Rifugio Chivasso
Rifugio Benevolo
Rifugio Plan de la Ballotta
Refuge du Prariond
Refuge de Fond des Fours
Refuge du Mal Passet
Refuge de la Sassière
Refuge de Bassac Déré
Refuge de la Traversière
Refuge de la Goletta
Refuge de la Tovière
Refuge de Fresse
Refuge de Bazel
Refuge de Balletta
Refuge de Pelaou Blanc
Refuge de Picheru
Refuge de Calabre
Refuge de Basey
Refuge de Vaudala
Refuge de la Galise
Refuge de Tsanteleina
Refuge de Grande Pareil
Refuge de Gde Casse Déserte
Refuge de Gde Motte
Refuge de Gde Sassière
Refuge de Gde Pierre Ronde
Refuge de Gde Pierre Ronde
Refuge de Gde Pierre Ronde

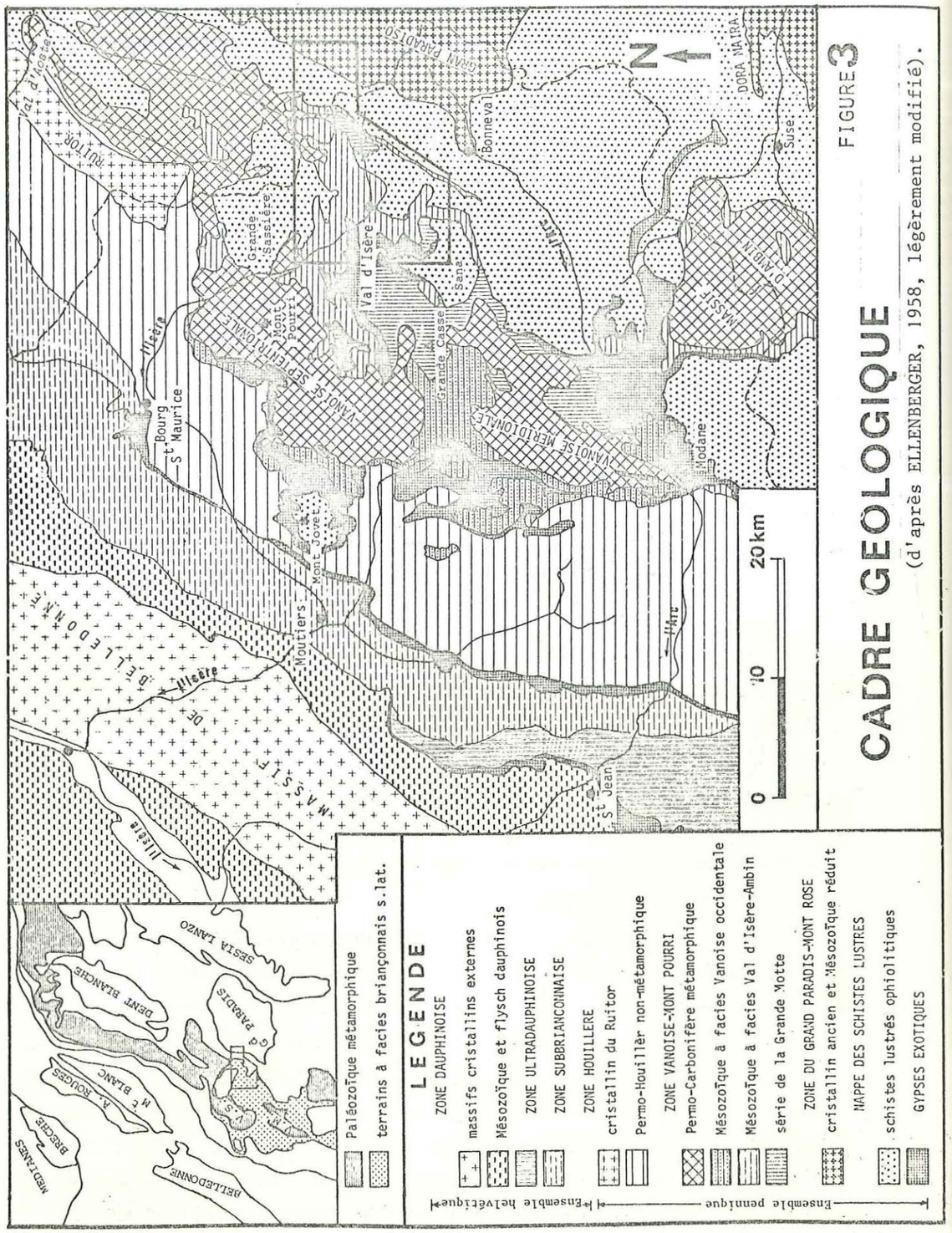


FIGURE 3 (d'après ELLENBERGER, 1958, légèrement modifié).

Lessières a une fréquentation supérieure à 1000 visiteurs par an. Le reste des sommets présentent, heureusement, des fréquentations inférieures à 1000/an et souvent inférieures à 500/an ;

- la carte de végétation 1/20.000 du Vallon de la Grande Sassière (GENSAC et ROTHE, 1974) ;
- une carte glaciomorphologique 1/50.000 du secteur est en projet (LAISSUS, 1976).

CADRE GEOLOGIQUE.

Du point de vue géologique, les Alpes occidentales se divisent en deux grands ensembles (figure 3) :

- à l'W, l'ensemble Helvétique en position externe ;
- à l'E, l'ensemble Pennique en position interne.

Les deux ensembles étant séparés par la grande discontinuité pennique frontale ou front pennique. Dans l'ensemble pennique, qui nous intéresse ici, on peut distinguer les domaines structuraux et paléogéographiques suivants, de l'extérieur vers l'intérieur :

- Zone subbriançonnaise ;
- Zone briançonnaise ;
- Zone piémontaise ou des Schistes lustrés.

Le Massif de la Vanoise appartient à la Zone briançonnaise classique mais, à la différence de celle-ci, il a subi les effets d'un métamorphisme et de déformations très intenses. Le Massif du Grand Paradis se situe, quant à lui, dans la Zone piémontaise.

La couverture autochtone ou parautochtone mésozoïque de Vanoise repose sur un socle paléozoïque polymétamorphique ou socle type vanoise. Elle peut être subdivisée en une série occidentale et une série orientale de type Val d'Isère - Ambin. Cette série de type Val d'Isère - Ambin présente un cachet briançonnais interne.

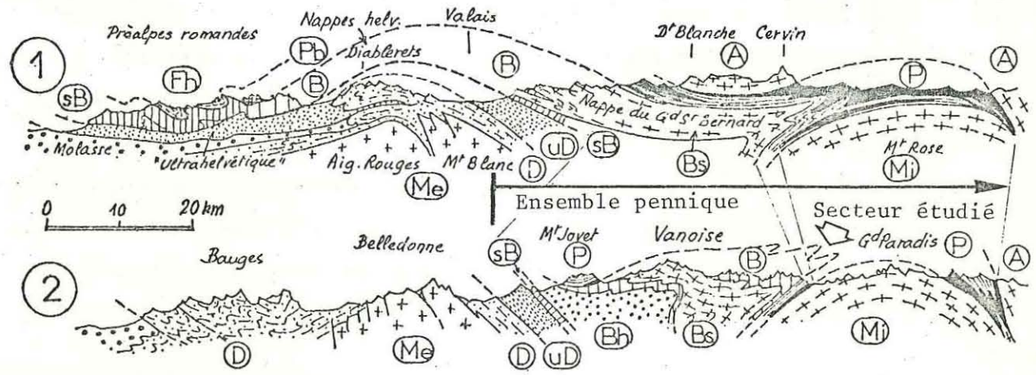
Quant au Massif du Grand Paradis, il a subi une histoire métamorphique tout aussi complexe et possède également une couverture autochtone assez mal connue jusqu'à maintenant.

Les Schistes Lustrés à ophiolites forment une vaste nappe de charriage qui vient reposer en contact anormal sur la Zone briançonnaise. De plus, une autre unité allochtone est présente en Vanoise : c'est la série ou nappe

de la Grande Motte, et qui n'a pas d'équivalent exact en pays briançonnais. Charriée sur la série Val d'Isère - Ambin, elle est caractérisée par l'intercalation au sein d'une série briançonnaise, d'une puissante série de calcaires schisteux apparentée avec les Schistes lustrés (mais qui ne contient pas d'ophiolites). Sa position paléogéographique se plaçerait dans une zone intermédiaire entre la série Val d'Isère - Ambin et le domaine piémontais, pour celà, elle a été appelée série prépiémontaise (ELLENBERGER, 1958).

La partie septentrionale de la zone Vanoise se raccorde vers le N avec la zone ou nappe du Grand Saint Bernard des Alpes penniques (classiquement nommée nappe IV par LUGEON et ARGAND, 1905). A son tour, le Massif du Grand Paradis serait l'équivalent de la nappe du Mont-Rose (nappe V).

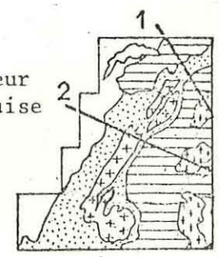
Le secteur étudié dans ce mémoire correspond à la terminaison orientale d'une vaste fenêtre d'érosion ouverte dans la nappe des Schistes lustrés (figure 3). A l'intérieur de cette fenêtre, on rencontre les affleurements les plus orientaux de la série Val d'Isère - Ambin et localement son socle de type Vanoise. En contact tectonique sur cet ensemble, on retrouve la nappe de la Grande Motte et la nappe des Schistes lustrés avec, à la base, une semelle gypseuse d'origine problématique. En outre, à l'E du secteur étudié, affleure le flanc occidental du dôme du Grand Paradis et sa couverture propre, lui aussi en fenêtre sous la nappe des Schistes lustrés (figure 3).



A: Domaine austro-alpin
B: Zone briançonnaise
P: Domaine piémontais

Bs: Socle métamorphique briançonnais
Bh: Houiller, Permien et Trias inférieur de la semelle siliceuse briançonnaise

Ophiolites alpines
Socle avec métamorphisme alpin
Socle métamorphique hercynien



Coupes tirées de GIDON (1977)

FIGURE 4.

La figure 4, reproduit deux coupes schématiques à travers les Alpes penniques et à travers la Vanoise, dressées par GIDON (1977). A la plus méridionale de ces coupes, il a été ajouté l'indication de la position de l'ensemble pennique, ainsi que celle du secteur présentement étudié (seule la légende qui nous intéresse est indiquée). Ainsi notre secteur constitue un endroit privilégié pour l'étude des relations structurales des unités tectoniques majeures suivantes : Nappe du Grand Saint-Bernard, Nappe du Grand Paradis, Nappe de la Grande Motte et Nappe des Schistes lustrés.

HISTORIQUE.

L'établissement des grandes unités structurales en Vanoise est inséparable des études dans le pays briançonnais *sensu stricto* et dans les Alpes penniques.

En effet, c'est à P. TERMIER (1907) qu'on doit la découverte des nappes briançonnaises et l'extension de ces idées en Vanoise. De plus il décrit la nappe des Schistes lustrés comme un *"paquet de plis empilés"*. Déjà en 1891, il faisait mention du Massif de la Sana comme un *"recouvrement"*, admettant dès lors la réalité de la nappe. Il avait aussi dressé une échelle stratigraphique de la Vanoise dans laquelle toute la couverture mésozoïque de Vanoise était attribuée au Trias. Il considérait les Schistes lustrés comme d'âge ... *"archéen"*.

En 1898, S. FRANCHI démontre, par des découvertes paléontologiques, l'âge principalement jurassique des Schistes lustrés piémontais.

Entre 1905 et 1911, M. LUGEON et E. ARGAND étendent aux Alpes Graies et cottiennes les structures décrites dans leurs célèbres recherches sur les Alpes penniques.

W. KILIAN en 1906, apporte des précisions notables à la stratigraphie de la Vanoise suite à la découverte du Lias et du Jurassique supérieur dans le Vallon de la Leisse.

C'est à E. RAGUIN, pour la partie française et à M.F. HERMANN pour la partie italienne, qu'on doit la feuille géologique de Tignes au 1/50.000 (publiée en 1930). En particulier, ils fournissent pour la première fois une démonstration cartographique de la nappe des Schistes lustrés.

E. RAGUIN (1925) démontre pour la première fois l'existence du Crétacé métamorphique en Vanoise par la découverte de Foraminifères inclus

dans du glaucophane au SE de Tignes. Il a fourni, d'autre part, des renseignements très utiles(RAGUIN, 1930 a et b) concernant notre domaine d'étude : pétrographie des roches vertes, structure, métamorphisme, etc... .

Pour M.F. HERMANN (1927) les Schistes lustrés constituent une couverture allochtone du Massif du Grand Paradis et ils proviendraient d'une zone plus interne que ce massif. Il a aussi magnifiquement illustré les structures de la Haute Vallée de Rhêmes, utilisant des stéréogrammes en couleur (1928).

C'est avec F. ELLENBERGER, après son ouvrage important (1958) et ses nombreuses communications que la géologie "moderne" débute en Vanoise. Le mérite lui revient d'avoir éclairci et systématisé la stratigraphie de la Vanoise. Il a apporté également d'intéressantes idées sur le métamorphisme et la tectonique de ce territoire.

Les recherches pétrographiques de R. MICHEL (1953), dans le Massif du Grand Paradis et des régions adjacentes, sont également remarquables.

Une vaste synthèse sur la région au S d'Aoste a été présentée par A. AMSTUTZ (1962) qui inclut aussi une carte tectonique au 1/150.000 du secteur.

Les travaux de R. CABY (1968) portent sur la partie S du Val d'Aoste dont il a présenté une carte géologique en collaboration avec J.M. BERTRAND. Cette carte se relaie avec notre secteur d'étude vers le S. J.M. BERTRAND (1968) a étudié plus particulièrement le versant occidental du Massif du Grand Paradis dans le secteur de Bonneval.

G. ELTER (1971, 1972) se consacre à l'étude des rapports entre les zones briançonnaises et les Schistes lustrés, entre la Dora Baltée et la Dora Orco. Il montre, en particulier, la présence de pseudo-schistes lustrés sans ophiolites dans la couverture du Massif du Grand Paradis.

La partie nord-orientale de la présente étude (secteur du Prariond - Lac Serrù) a été récemment examinée par R. POLINO (1974) et R. POLINO et G.V. DAL PIAZ (1978). Ils apportent des précisions sur le métamorphisme et sur quelques aspects de la couverture propre du Massif du Grand Paradis dont ils présentent également des coupes tectoniques partielles.

Actuellement, de nombreuses équipes s'intéressent à la Géologie des zones internes des Alpes. Elles fournissent d'importants travaux concernant le métamorphisme (P. BEARTH, 1966 ; A. NICOLAS, 1966 ; J.R. KIENAST et B. VELDE, 1970 ; W.G. ERNST, 1973 ; J. BOCQUET, 1974 ; J.C. HUNZIKER, 1974 ; G.V. DAL PIAZ, 1974 a et b, etc...) , concernant la structure (J. DEBELMAS, 1963 ; J.M.

CARON, 1977 ; R. CABY, J.R. KIENAST et P. SALIOT, en préparation, etc...) , ainsi que des interprétations géodynamiques dans le cadre de la tectonique globale (J. DEBELMAS, 1975 ; P. TAPPONIER, 1977 ; D. ROEDER et H. BÖGEL, en préparation, etc...).

Enfin, nous citerons la nouvelle Carte Géologique des Alpes par M. GIDON (1977).

REMARQUE GENERALE.

Toutes les références aux noms géographiques, altitudes, ruisseaux, etc... dans ce mémoire sont faites d'après les feuilles 1/25.000 de TIGNES : 1-2, 3-4, 5-6, 7-8 ; de l'Institut Géographique National.

CHAPITRE II

STRATIGRAPHIE

INTRODUCTION.

Nous décrirons la stratigraphie de notre secteur d'étude suivant les mêmes unités ou ensembles structuraux que pour l'étude tectonique. Ce sont :

- UNITES FORMANT LES AUTOCHTONES RELATIFS :

I- LA ZONE INTERNE DE LA NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD.

A- Le socle paléozoïque type Vanoise.
B- La couverture type Val d'Isère - Ambin.

II- LE MASSIF DU GRAND PARADIS.

A- Le socle paléozoïque du Grand Paradis.
B- La couverture autochtone du Grand Paradis.

- UNITES ALLOCHTONES :

III- LE TRIAS EXOTIQUE.

IV- LE BLOC-KLIPPE DE LA COMBE DU PISSET (appartenant à la série ou nappe de la Grande Motte).

V- LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES.

Pour les relations structurales entre ces différentes unités majeures, le lecteur peut se rapporter au chapitre de tectonique.

Remarque : Les formes et les dépôts du Quaternaire ne seront pas abordés dans cette étude.

- UNITES FORMANT LES AUTOCHTONES RELATIFS :

I- LA ZONE INTERNE DE LA NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD.

A- Le socle paléozoïque type Vanoise.

- *GENERALITES*.

Les schistes cristallins du socle type Vanoise ont été assignés stratigraphiquement depuis longtemps au Permien ou au Permo-Carbonifère (TERMIER, 1891 ; ELLENBERGER, 1958).

Dans les Alpes penniques un hiatus ou discordance d'âge hercynien est connu depuis longtemps dans le socle (DAL PIAZ, 1939). Par contre, dans les séries de la Vanoise le hiatus principal entre le cycle orogénique hercynien et le cycle alpin est resté longtemps obscur. En effet, cette coupure fondamentale est beaucoup moins apparente sur le terrain que celle qui sépare la série siliceuse (Permo-Werfénien) de la série carbonatée (Trias moyen à Crétacé supérieur - Paléocène). Sa mise en évidence en Vanoise a été faite il y a seulement quelques années, surtout selon des arguments pétrographiques (BOCQUET, 1974). Dans le Massif d'Ambin, GAY (1970) a reconnu et cartographié une forte discordance dans le socle, tandis qu'en Vanoise, une démonstration cartographique de ce hiatus, d'importance majeure, manque jusqu'à maintenant.

En Vanoise, des associations métamorphiques reliques antérieures à "*l'amphibole bleue*" alpine, composées de hornblende, grenat, micas et feldspath potassique, indiquent un métamorphisme ante-alpin à faciès "*amphibolite*" probable (BOCQUET, 1974). D'autre part, la série lithologique montre de grandes analogies entre la Vanoise et le Ruitor dont l'âge ante-alpin a toujours été accepté (FABRE, 1961). Des âges apparents K/Ar ante-alpins ont été trouvés sur des micas en Vanoise et dans le Massif d'Ambin (BOCQUET et *al*. 1974). De même, une isochrone Rb/Sr de roche totale dans le Massif d'Ambin indique un métamorphisme d'âge ante-alpin (GAY et VIALETTE, 1974).

Sur ce socle à métamorphisme hercynien, dont l'âge stratigraphique serait ante-namurien (BOCQUET, 1974), s'appuie une séquence plus ou moins quartzitique : métaconglomérats et micaschistes quartzitiques du Paléozoïque supérieur qui passent en continuité aux quartzites du Trias inférieur (ELLENBERGER, 1958, p. 136 ; BOCQUET, 1974), d'où le terme Permo-Werfénien fréquemment employé pour cette série.

Sur notre secteur d'étude le socle n'affleure guère que dans la Vallée de la Calabourdane et dans la haute Vallée de Rhêmes (carte géologique).

Malgré la proximité des affleurements du socle type Vanoise et du Massif du Grand Paradis qui sont distants à peine de 4 km dans le secteur italien de notre terrain (carte géologique), les relations paléogéographiques entre les deux socles restent inconnues. Leur rapprochement actuel est lié sans doute au racourcissement de la chaîne lors de l'orogenèse alpine.

De plus, des éléments de socle sont abondamment représentés par des blocs de toutes tailles dans les Brèches du Crétacé supérieur, notamment dans le Massif de la Tsanteleina et dans la barre rocheuse qui s'étend entre le Col du Pisset et le Cirque des Fours. Ces éléments seront analysés plus loin, à propos des brèches de la Tsanteleina.

- *L'ECAILLE DE LA HAUTE VALLEE DE LA CALABOURDANE*.

Au fond de la haute vallée de la Calabourdane affleure, dans des conditions tectoniques fort complexes, une écaille de Paléozoïque dont la base chevauche par rétrocharriage les Schistes lustrés de la Tête de Solaise et dont

la partie sommitale passe stratigraphiquement aux quartzites werféniens de la Roche des Fours (carte géologique). Elle a été signalée sur la feuille de Tignes (RAGUIN et HERMANN, 1930) ; ELLENBERGER y fait également référence dans son traité sur la Vanoise (1958, p. 144).

L'écaille est constituée de schistes cristallins de couleur grise à vert-sombre, par endroits riches en magnétite. Les types pétrographiques principaux qu'on rencontre sont des schistes chloriteux et des schistes albitiques.

- *Les schistes chloriteux* :

C'est le type pétrographique le plus répandu dans l'écaille de la Calabourdane. Ce sont des roches à schistosité bien développée de couleur vert-sombre.

La texture est porphyroblastique, à grandes ocelles d'albite dans un feutrage lepidoblastique de chlorite et séricite (les porphyroblastes d'albite peuvent dépasser 2mm). La chlorite est très abondante et constitue parfois plus de 50% de la roche, elle est toujours accompagnée d'oxychlorite. Le mica blanc est toujours mêlé à la chlorite et subordonné en quantité. L'épidote est presque toujours présente et en quantité allant parfois jusqu'à 20%. Quelques petits cristaux d'actinote et du glaucophane peuvent se présenter aussi à l'intérieur des albites.

L'association minéralogique essentielle est :

[albite + quartz + chlorite + mica blanc ± actinote ± calcaire ± glaucophane]*

et les minéraux sont :

|minéral opaque ± sphène ± zircon ± apatite|

Ces schistes chloriteux diffèrent des ovardites des Schistes lustrés par leur teneur en quartz élevée. En effet, dans les ovardites le quartz est toujours un minéral accessoire. C'est d'ailleurs un critère qu'il faut considérer quand on fait la cartographie de détail.

- *Les schistes albitiques* :

Ce sont des roches à grain fin de couleur gris-clair un peu verdâtre. Elles sont massives, compactes, très homogènes à schistosité peu développée, ayant parfois un aspect un peu gneissique.

* Le signe ± signifie : avec ou sans.

La texture est granoblastique à microgranoblastique plus ou moins orientée, avec une texture blastopsammitique des grains de feldspath et quartz (grains antetectoniques*). La quantité de phyllites étant insuffisante pour permettre le développement de la texture ocellaire caractéristique des schistes chloriteux, l'albite possède un *habitus* amiboïde.

Ces roches se caractérisent par l'abondance de l'albite, qui parfois se trouve en quantité supérieure à 80%. Le mica blanc est majoritaire par rapport à la chlorite. La chlorite se présente toujours accompagnée d'oxychlorite, mais celle-ci est moins abondante que dans les schistes chloriteux. L'épidote est beaucoup moins abondante que dans les schistes chloriteux et elle peut parfois être totalement absente. La présence de glaucophane n'a pas été observée et l'actinote est assez rare.

Le quartz est un constituant important de ces faciès et des variétés de schistes albitiques riches en quartz existent aussi.

Les minéraux essentiels sont :

[albite + quartz + mica blanc + chlorite ± calcite ± épidote ± actinote]

et les minéraux accessoires sont :

[minéral opaque + apatite ± sphène ± zircon ± tourmaline]

- *Minéralogie des schistes chloriteux et des schistes albitiques de La Calabourdane* :

. Quartz. Se présente toujours en cristaux de petite taille, en agrégats microgranoblastiques avec de l'albite, orientés d'après la schistosité. Il présente une extinction roulante.

. Albite. Dans les schistes riches en phyllites (schistes chloriteux), elle se présente en cristaux porphyroblastiques xénomorphes entourés d'un feutrage lepidoblastique de chlorite et de séricite.
Dans les schistes albitiques, elle se présente sous deux formes :
- en grands cristaux amiboïdes poëciloblastiques contenant des inclusions de petits cristaux d'épidote, chlorite, mica blanc et sphène. Ce dernier minéral forme des trainées ou chapelets parallèles à la schistosité.
- en assemblage microgranoblastique avec le quartz.

* Les termes tels que antetectonique, syntectonique et post-tectonique pour les minéraux de métamorphisme sont utilisés dans le sens de SPRY (1976).

- Mica blanc. Parfaitement incolore il se présente en petites feuilles intimement mêlées à la chlorite. Dans le socle du Massif d'Ambin, GAY (1972) a démontré que les micas incolores correspondaient à des muscovites phengitiques, tandis que ceux colorés en vert étaient des phengites.

- Chlorite. Elle est colorée d'un vert très foncé, ceci donne à ces roches sur le terrain un aspect sombre caractéristique. Elle se présente toujours accompagnée de chlorite brune.

- Chlorite brune ou oxychlorite. Il s'agit d'une phyllite brune à pléochroïsme brun rougeâtre à jaune d'or, de biréfringence élevée, toujours associée à la chlorite. Son aspect microscopique est celui de la biotite et du stilpnomélane.

MICHARD (1967) l'avait appelé "*biotite acajou*" ; néanmoins, CHATTERJEE (1966) a démontré qu'il ne s'agit que d'une oxydation de la chlorite n'entraînant aucune modification de la structure. Nous utilisons le nom d'oxychlorite pour cette variété de chlorite.

- Epidote. C'est une épidote du type clinozoïsite-pistacite (extinction oblique), incolore, à pléochroïsme jaune citron. Les couleurs de polarisation sont très vives et variées (manteau d'arlequin). Elle forme toujours des trainées ou nuages de petits cristaux xénomorphes equidimensionels, de préférence dans un support chloriteux.

- Actinote. Elle est d'une couleur verte,assez pâle. Elle est peu abondante et se présente toujours à l'intérieur des porphyroblastes d'albite en petites baguettes aciculaires partiellement ou totalement pseudomorphosée en une masse presque cryptocristalline de chlorite.

- Glaucophane. Il se présente en petits cristaux prismatiques exclusivement à l'intérieur des albites, en très faible quantité et transformé en bordure en actinote.
  Le glaucophane et l'actinote sont des minéraux métastables dans ce type de roches.

- Calcite. Ce minéral apparaît comme l'altération du feldspath et parfois l'épidote lui est associé.

Les minéraux accessoires sont : sphène, apatite, zircon, tourmaline et minéral opaque. Ce dernier minéral se présente sous deux formes :
. une fine poussière qui forme des traînées parallèles à la schistosité (syn-tectonique).
. de beaux cristaux automorphes qui coupent très clairement la schistosité (post-tectoniques).

- *LE SOCLE DE LA HAUTE VALLEE DE RHEMES ET DE LA POINTE DE LA TRAVERSIERE.*

Les schistes cristallins du Paléozoïque affleurent en rive gauche de la haute vallée de Rhêmes et dans la Combe de Goletta où ils sont directement chevauchés par les Schistes lustrés (sans gypses de base) du Massif de la Grande Traversière et des Pointes de Bassac Deré (carte géologique). Plus au

S et aux confins du vallon de la Sassière,ils constituent le coeur d'un pli anticlinal en retour à la Pointe de la Traversière (photo 1).

Ici la transition entre la série paléozoïque supérieure et les quartzites werféniens n'est pas observable. Or, les termes de la couverture carbonatée triasique et crétacée reposent directement en transgression sur les schistes cristallins du socle (photo 1).

Les types pétrographiques dominants sont : des schistes sériciteux et des schistes albitiques.

- *Les schistes sériciteux :*

Ces roches ont une schistosité très marquée. Elles sont de couleur verte. Charbonneuses elles virent au gris-verdâtre, parfois franchement au gris. Aucune présence d'épidote n'a été relevée.

Le glaucophane a été repéré dans deux endroits différents. Il se présente entouré d'une gaine d'actinote qui peut remplacer la presque totalité du cristal. A la haute vallée de Rhêmes et à la Pointe de la Traversière, au contraire de la Calabourdane, ces deux minéraux ne se présentent pas forcément liés à l'albite. Les deux amphiboles sont partiellement transformées en chlorite et en biotite verte.

Les minéraux essentiels sont :

[quartz + albite + mica blanc + chlorite + glaucophane + actinote + calcite]

et les minéraux accessoires sont :

[sphène + apatite + minéral opaque + zircon + tourmaline]

Photo 1. Les schistes cristallins du socle type Vanoise (Pz) de la Pointe de la Traversière, surmontés par les Marbres chloriteux du Crétacé supérieur (Cs), formant le coeur d'un pli en rétrocharriage. L'ensemble est chevauché par les Schistes lustrés de la klippe de la Grande Sassière (SL). Remarquer que le contact de charriage de la nappe des Schistes lustrés (ΦCH) est repris par le plissement en rétrocharriage.

Photo 2. Calcaires vermiculés de la base de l'Anisien. Flanc SE du Rocher de Bellevarde.

Photo 3. Dolomies sableuses du Ladinien. Flanc NW du Rocher du Charvet. Remarquer le graded bedding (indiqué par les petites flèches à droite) et la stratification entrecroisée en haut. Ces figures sédimentaires confirment une polarité inverse de la série (la polarité stratigraphique normale est indiquée par la grande flèche à gauche).

- *Les schistes albitiques* :

Ce sont des roches de couleur gris-verdâtre à gris sombre. Elles sont massives, à schistosité grossière.

Le contenu graphiteux de quelques schistes albitiques est reponsable de leur couleur gris sombre terne. Il en est de même pour les schistes sériciteux.

La texture est parfois ocellaire, avec de gros cristaux d'albite dans un support phylliteux riche en mica blanc.

Les minéraux essentiels sont :

[albite + quartz + mica blanc + chlorite + actinote + épidote + calcite + biotite verte]

et les minéraux accessoires sont :

[sphène + apatite + minéral opaque + zircon + tourmaline + rutile]

- *Minéralogie des schistes sériciteux et des schistes albitiques de la haute vallée de Rhêmes et de la Pointe de la Traversière*.

La minéralogie de ces schistes est à peu près identique à celle que l'on vient de signaler pour l'écaille de la Calabourdane. La description qui suit est limitée aux aspects minéralogiques particuliers de ce secteur.

Tout d'abord il est à remarquer que la chlorite ne se présente pas ici avec la même abondance que celle que l'on observe dans l'écaille de la Calabourdane. En effet, elle est toujours minoritaire par rapport au mica blanc. En outre, sa coloration est plus claire. Par ailleurs, l'épidote n'est présente que très localement et en faible quantité.

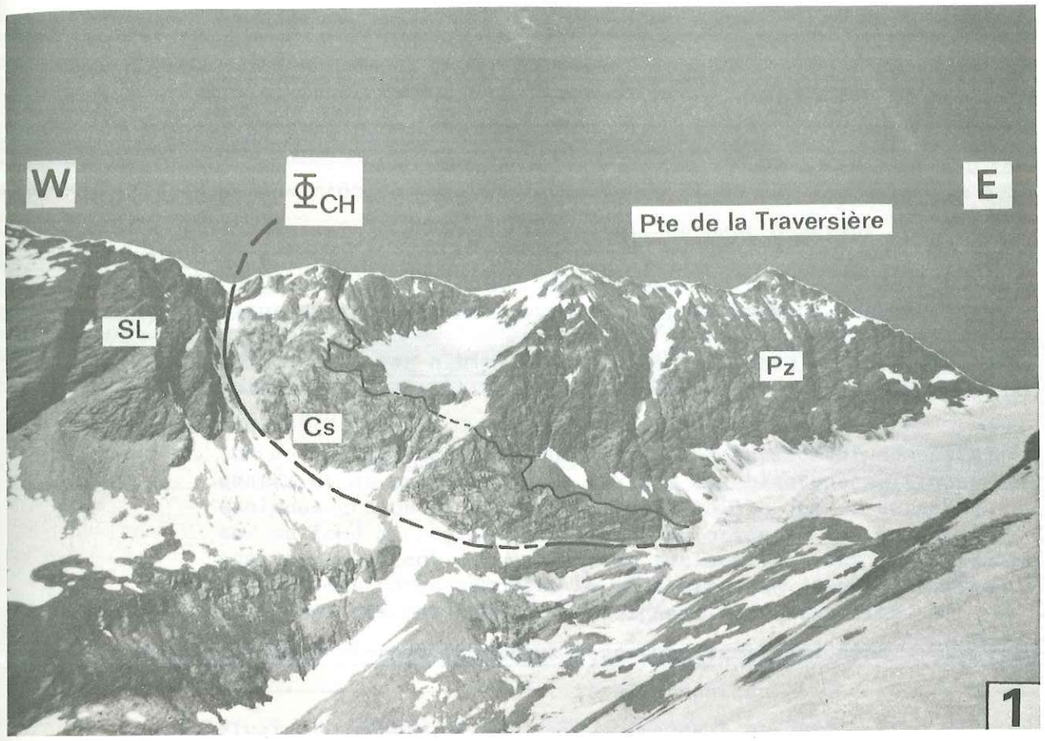
A cet endroit, outre celles décrites pour la Calabourdane, deux variétés d'albite sont rencontrées :

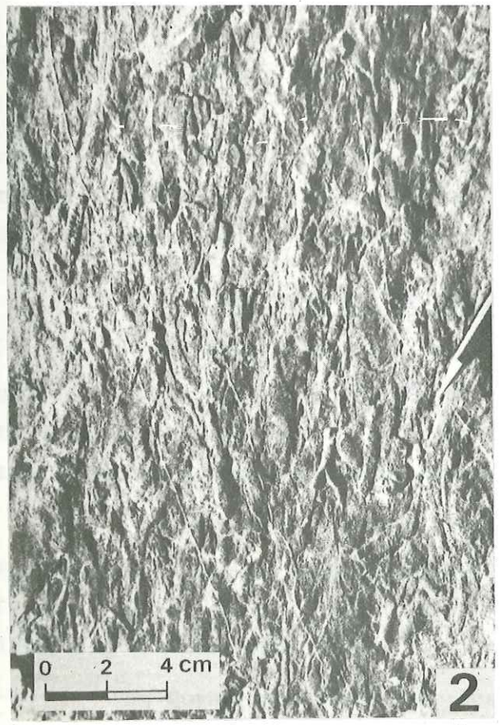
- une albite à inclusions graphiteuses qui conserve une ancienne schistosité S_i (schistosité interne) oblique par rapport à la schistosité dominante (S_e = schistosité externe). Souvent ces inclusions graphiteuses dessinent des figures sigmoïdes ou en boule de neige. C'est indubitablement un minéral ante-tectonique.
- une albite helycitique (au sens de SPRY, p. 258) post-tectonique par rapport aux microplis dessinés par la schistosité.

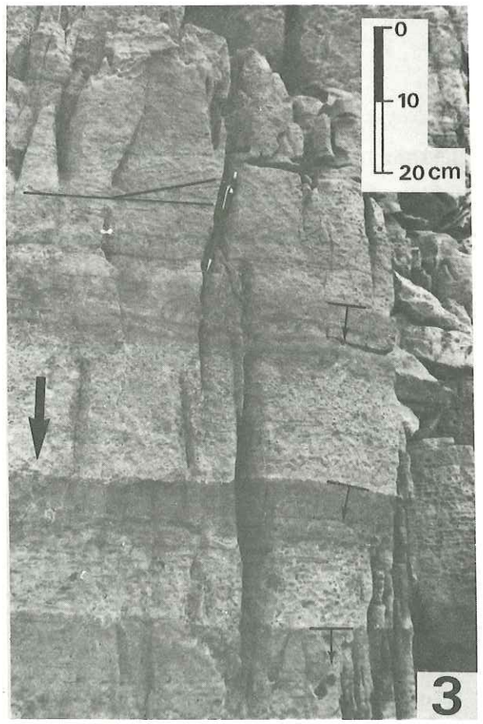
Le mica blanc se présente parfois avec une teinte verdâtre très pâle (phengite ?) et il est souvent un peu oxydé.

Une faible quantité de biotite a été observée. D'aspect tardif, elle est de couleur vert-foncé et très pléochroïque.

Le rutile, en fines aiguilles à l'intérieur du mica blanc et de l'albite, constitue ici le minéral accessoire qui s'ajoute à ceux rencontrés à la Calabourdane.







- *RELATIONS STRATIGRAPHIQUES DES SCHISTES CRISTALLINS DU SOCLE AVEC LES QUARTZITES WERFENIENS : EXEMPLE COUPE AU SW DU POINT 2198m DANS LA VALLEE DE LA CALABOURDANE.*

Au SW des clôtures en pierre marquées 2198m sur la carte (au bord du sentier qui mène au refuge du Fond des Fours), on peut observer le contact des schistes cristallins de l'écaille de socle de la Calabourdane avec les quartzites werféniens de la Roche des Fours. De bas en haut on rencontre :

1. 80m de schistes albitiques gris clair riches en séricite avec quelques intercalations de schistes chloriteux vert à petites ocelles d'albite.
2. 10m de quartzites schisteux blancs, exclusivement composés de quartz et de mica blanc. La texture est blastopsammitique avec quelques grains de quartz de grande taille qui se détachent sur un fond microgranoblastique très orienté. Les grains de quartz présentent une extinction roulante et sont soudés entre eux par des bords suturés. Le mica blanc se dispose en fines phyllades discontinues qui soulignent la schistosité.
3. 40m de schistes chloriteux à texture ocellaire fine.

——————— contact stratigraphique ———————

4. Plusieurs mètres de quartzites francs à stratification massive, sans schistosité apparente, de couleur blanche. Ils sont composés de quartz, albite et mica blanc. C'est la base des quartzites werféniens de la Roche des Fours.

- *Conclusion de cette coupe* :

Le contact est net et franc. Il ne semble pas y avoir de discordance et, apparemment, il n'y aurait pas d'interruption de la sédimentation. En effet, la petite intercalation de quartzites schisteux au sein des schistes cristallins annoncerait le changement du type de dépôt.

- *CONCLUSION SUR LE SOCLE.*

Il s'agit de roches d'origine indubitablement détritique, de composition arkosique avec faciès plus ou moins argileux. Une certaine quantité de matière charbonneuse est présente par endroits. En outre, les roches du type métabasite sont totalement absentes.

Les schistes cristallins du socle, étudiés dans ce mémoire, doivent se rattacher à la couverture siliceuse paléozoïque post-namurienne de la Vanoise (BOCQUET, 1974) et aux groupes d'Ambin et d'Etache du Massif d'Ambin (Stéphano-Permien, GAY, 1970).

Quant au contact avec les quartzites werféniens, celui-ci semble de nature stratigraphique normale.

B- La couverture type Val d'Isère - Ambin.

- *GENERALITES*.

La couverture type Val d'Isère - Ambin se situe paléogéographiquement dans la bordure interne du domaine briançonnais. Elle n'offre nulle part une colonne continue du Trias à l'Eocène. En effet, les lacunes de sédimentation et les discordances d'érosion sont la règle dans ce pays.

La série de Val d'Isère - Ambin a été définie par ELLENBERGER (1958, p. 228). En pays briançonnais *sensu stricto*, nous retrouvons l'équivalent de cette série dans la zone ultra-briançonnaise des anciens auteurs (GIGNOUX, 1951 ; MORET, 1954).

La série de Val d'Isère - Ambin s'oppose à la série de la Vanoise occidentale et elle est caractérisée par :

- la présence d'un Lias à faciès très particulier ou Lias prépiémontais ;
- l'absence totale du Dogger ;
- l'abondance de brèches notamment au Trias supérieur, au Lias moyen et supérieur et au Crétacé supérieur.

- *LE TRIAS AUTOCHTONE*.

En Vanoise, aussi bien que dans le présent secteur d'étude, il faut distinguer un Trias exotique et un Trias autochtone ou parautochtone. Le Trias exotique, constitué par les gypses et cargneules de la base des Schistes lustrés, sera analysé plus loin avec les unités allochtones (nappe des Schistes lustrés et bloc-klippe de la Combe du Pisset).

Le Trias autochtone ou parautochtone forme la couverture normale du socle paléozoïque. En Vanoise, ce Trias ne présente pas de variation de faciès latérale importante (c'est vrai du moins pour le Trias inférieur et moyen). On rencontre la trilogie classique du Trias briançonnais :

- les quartzites du Werfénien ;
- un niveau de cargneules ou niveau dit "*gypsifère inférieur*" du Werfénien supérieur ;
- une puissante série calcaréo-dolomitique comprenant l'Anisien et le Ladinien, pouvant monter jusqu'au Norien.

- *Les quartzites du Trias inférieur* :

Introduction.

En Vanoise, le Werfénien n'a jamais été daté directement. L'attribution d'un tel âge aux quartzites a toujours été faite sur la base de sa position stratigraphique :

- par la présence au-dessus des quartzites, du Trias calcaire dont la base est assez bien datée ;
- par sa position au sommet des séries permiennes ou permo-carbonifères.

En fait, les quartzites francs ne représentent qu'une partie du Werfénien puisqu'en Vanoise le "*niveau inférieur de gypses*" est lui-même inférieur à la transgression de l'Anisien daté (ELLENBERGER, 1958). D'autre part, la limite exacte entre Permien et Trias reste à préciser et le passage entre les deux se fait sans discontinuité stratigraphique apparente.

Dans la région de Val d'Isère, les quartzites werféniens affleurent sur les bords du lac Chevril, dans le Massif de l'Aiguille du Dôme - Pointe de la Bailletta ; ils forment également la Roche des Fours (carte géologique), avec une série épaisse de 300 à 400 mètres.

Types pétrographiques.

Il est possible de distinguer deux types pétrographiques principaux, d'après la quantité de phyllites qui intervient dans leur composition et d'après leur aspect sur le terrain. Ce sont des quartzites massifs et des quartzites schisteux ou sériciteux.

- Les quartzites massifs. Ce sont des roches de couleur blanche un peu verdâtre, très compactes et homogènes, extrêmement dures et très peu altérables. La stratification est massive, souvent masquée par des diaclases qui débitent la roche en blocs. En raison de leurs propriétés comme matériel inaltérable et solide, ces quartzites ont été utilisés pour la construction du barrage de la Sassière.

Au microscope, ces quartzites présentent une texture blastopsammitique typique. Ils sont constitués principalement de grains de quartz très bien classés, en assemblage granoblastique de taille moyenne. Des grains de feldspath du type microcline sont présents, en quantité toujours inférieure à 10% du volume total. Les autres constituants sont la séricite et la calcite, formant le remplissage des espaces entre les grains. L'apatite et le zircon constituent les minéraux accessoires.

- Les quartzites schisteux ou sériciteux. Il s'agit de roches de couleur verte, facilement délitables, à stratification fine, par endroits très

régulière. Elles se débitent en dalles. Au microscope, leur texture est schisteuse, la texture sédimentaire originelle étant souvent effacée. La proportion de séricite est parfois très importante et on y trouve également de la chlorite. Le feldspath est toujours en faible quantité par rapport au quartz. On rencontre aussi de la calcite, du zircon et de la tourmaline, ainsi que du minéral opaque d'apparence post-tectonique.

Structures sédimentaires.

Dans le Massif de l'Aiguille du Dôme, on a observé de petites ripple-marks (longueur d'onde : 1-2cm) de type transversal, très uniformes et assymétriques (nomenclature d'après PETTIJOHN et POTTER, 1964). Nulle part on a trouvé de stratification entrecroisée.

Discussion et conclusion sur les quartzites werféniens.

La très grande extension horizontale, et les surfaces limites très nettes des strates indiquent un milieu subaquatique de plate-forme stable, en dessous du niveau de base des vagues. Le maintien des caractères de la sédimentation sur une grande épaisseur indique une subsidence faible et constante du bassin. La sédimentation étant seulement perturbée par de faibles courants responsables des ripple-marks.

Le classement parfait des matériaux détritiques pose un problème. D'après GIGNOUX et MORET (1938), ces sédiments auraient subi une phase de tri éolien précédant la sédimentation en milieu aqueux. Nous retiendrons cette hypothèse et ajouterons qu'il s'agissait probablement d'une transgression marine sur d'énormes étendues de dunes.

- *Le niveau inférieur de cargneules ou "niveau gypsifère inférieur".*

Introduction.

Il s'agit d'un niveau épais de quelques mètres en position stratigraphique intermédiaire entre les quartzites werféniens et l'Anisien inférieur, mais qui n'a pas fourni de fossiles caractéristiques, ni en Vanoise ni en Briançonnais.

Dans le Briançonnais, des gypses, en position stratigraphique normale, s'associent aux cargneules, dolomies et schistes pélitiques de ce niveau (DEBELMAS et LEMOINE, 1963). Par contre notre terrain d'étude, ainsi d'ailleurs

que la couverture de toute la Vanoise (ELLENBERGER, 1958, p. 159), ne semble pas comporter de gypses en position semblable.

Sur le secteur étudié, ce niveau se présente d'une façon discontinue entre les quartzites werféniens et l'Anisien. Il n'affleure donc que très localement, dans les endroits suivants : dans la partie inférieure de la combe du Mont (photo 13), à l'extrême E du Rocher du Francher, sur le flanc normal de l'anticlinal rétrocharrié du Museau, dans le versant E de Bellevarde et, enfin, au lieu-dit Les Portes sur le flanc SE du Rocher du Charvet (carte géologique). On attribue également à ce niveau une large bande de cargneules qui affleure à l'W de la combe du Mont, sur les lacets de la route qui monte au Vallon de la Sassière.

Composition pétrographique.

Ce niveau est représenté par des cargneules très alvéolaires de couleur jaune marron, parfois un peu rougeâtre, contenant d'abondants morceaux de schistes sériciteux, des petits blocs centimétriques de dolomie et en proportion mineure des petits galets anguleux de quartzite ; soudés par une matrice abondante de dolomie microcristalline à aspect mylonitique. Des cristaux automorphes de calcite à aspect tardif poussent ici et là. De plus, on rencontre de la chlorite très lessivée et du minéral opaque interstitiel dans la matrice ou bien recouvrant les parois des alvéoles.

Conclusion.

Ce niveau était vraisemblablement constitué de dolomies, de couches pélitiques et de quelques niveaux gréseux. Si l'on accepte l'hypothèse que les cargneules dérivent de dolomies attaquées par des solutions sulfatées, il faut admettre l'existence à l'origine de gypses également à ce niveau. Probablement, il s'agissait d'une ambiance lagunaire à dépôts évaporitiques avec quelques apports détritiques.

A remarquer particulièrement le rôle de couche-savon de ce niveau à la faveur duquel se décolle la série calcaréo-dolomitique des quartzites werféniens. En fait, il représente la véritable coupure socle-couverture briançonnaise au sens tectonique du terme. Nulle part, du moins dans notre secteur, il a été observé une liaison entre ces cargneules et celles de la base des Schistes lustrés.

- *Trias calcaréo-dolomitique* :

Introduction.

C'est une très puissante série, constituée par des carbonates de plate-forme qui peut atteindre 700m en Vanoise, lorsqu'elle n'est pas érodée.

Avec les quartzites werféniens, elle constitue l'ossature principale de la région de Val d'Isère, donnant aux montagnes leur cachet caractéristique de hautes parois blanchâtres et beiges en contraste brutal avec leur couronnement de Schistes lustrés de couleur très sombre.

Cette série a subi de fortes érosions dès le Trias supérieur : par endroits, elle a été réduite à seulement quelques mètres ou bien elle manque complètement (c'est d'ailleurs une des caractéristiques fondamentales de la zone briançonnaise *sensu lat.*). Seuls les abondants galets de Trias dans les formations supra-triasiques et post-triasiques témoignent, dans ce cas là, des énormes épaisseurs atteintes par la série triasique.

On peut distinguer des ensembles lithologiques ou formations cartographiable qui correspondent, en gros, à des coupures stratigraphiques. Ce sont :

- l'Anisien ou Trias à dominante calcaire ;
- le Ladinien à dominante dolomitique ;
- Trias supérieur dolomitique.

Les auteurs, parfois, lorsques les fossiles et les niveaux repères lithologiques manquent, rapportent l'ensemble dolomitique (Trias dolomitique) au Ladinien et au Trias supérieur.

L'Anisien ou Trias à dominante calcaire.

On rencontre ce niveau en deux positions différentes :

- soit en position stratigraphique normale sur le niveau inférieur de cargneules ou directement sur les quartzites : à la Combe du Mont, Massif de l'Aiguille du Dôme - Pointe de la Bailletta.
- soit totalement décollé de son substratum quartzitique werfénien : Rochers du Charvet et de Bellevarde, où il présente de très bons affleurements.

L'Anisien en position normale sur les quartzites werféniens :
Coupe de la Pointe du Front (figure 7).

Ici, le niveau inférieur de cargneules manque totalement. On

rencontre de bas en haut :

- plusieurs centaines de mètres de quartzites werféniens ;
- 1 à 2m de schistes calcaires sombres ;
- 20 à 50cm d'une brèche à nodules dolomitiques et à matrice calcaire ;
- 10m de calcaires vermiculés ;
- plusieurs dizaines de mètres d'une série calcaire à quelques intercalations dolomitiques

——————— discordance d'érosion ———————

- quelques mètres de brèches hétérogéniques du Trias supérieur.

On observe un comportement mécanique différentiel entre la série calcaire et les quartzites, caractérisé par des replis disharmoniques au niveau des calcaires vermiculés.

L'Anisien décollé du substratum quartzique.

On étudiera ce niveau à l'aide de deux coupes : la première dans le flanc SE du Rocher de Bellevarde et l'autre dans le flanc NW du Rocher du Charvet.

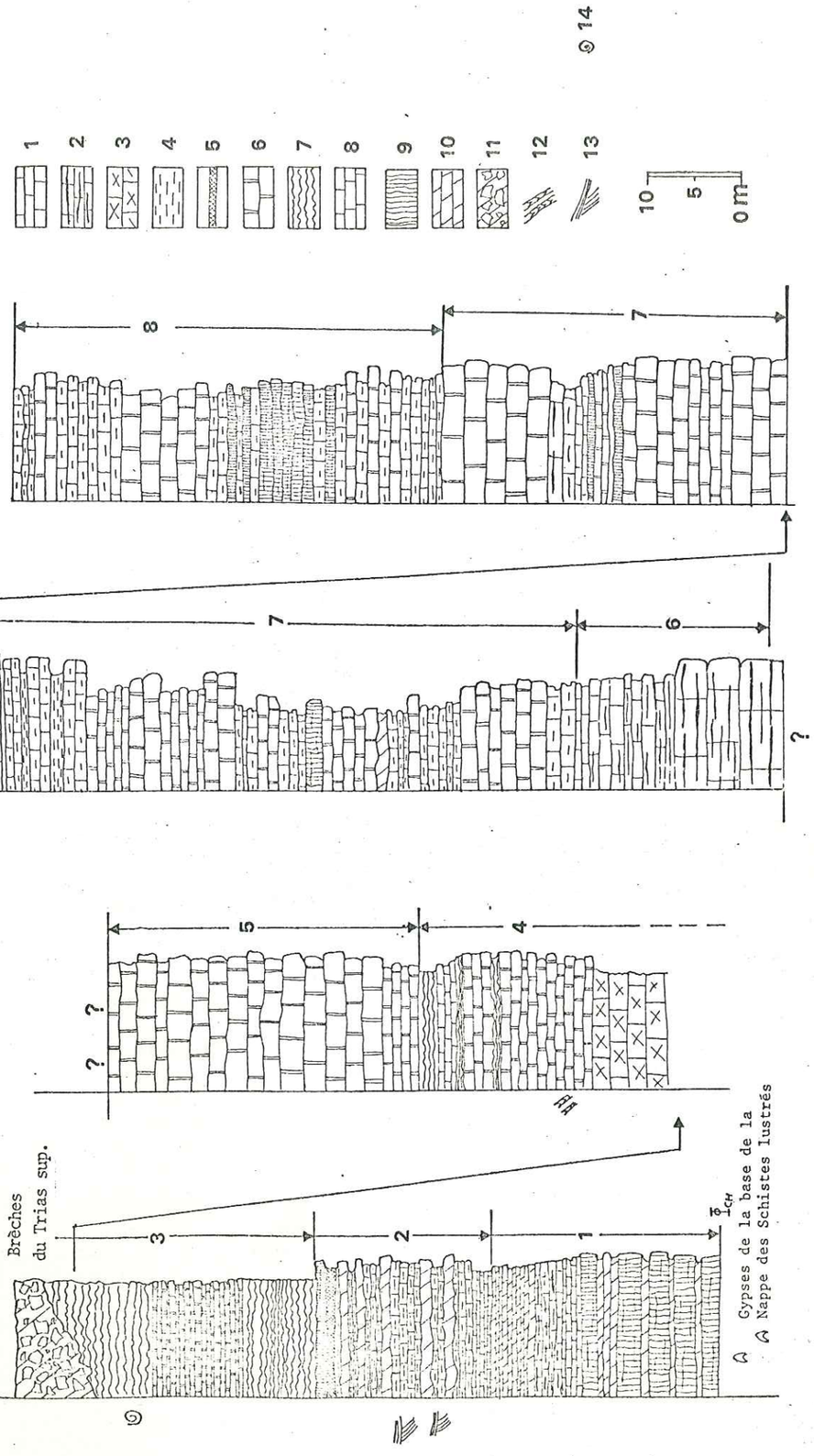
Coupe au SE du Rocher de Bellevarde (figure 5).

Cette coupe permet d'observer la base de l'Anisien. La série est renversée; stratigraphiquement, on observe de bas en haut :

1. 25m de dolomies dont la base stratigraphique est en contact avec les gypses et cargneules exotiques de la nappe des Schistes lustrés.
   Les premiers quinze mètres de cet ensemble sont des dolomies très massives en gros bancs de 1 à 3m, de couleur gris clair, à grain fin.
   Vers le haut, on observe des dolomies finement stratifiées de couleur gris-jaunâtre et à grain également fin.
   Au sommet, on trouve quelques ravinements qui indiquent le renversement de la série
   A la base du tiers supérieur affleurent 5m de calcaires spathiques en dalles de 10cm, contenant de fins rubans de dolomies. Ils préludent à la sédimentation calcaire des ensembles suivants de la coupe.
2. 20m d'alternance de bancs lenticulaires de 10 à 40cm de dolomies blanc-jaunâtre et de bancs calcaires gris clair à rubans dolomitiques et à stratification entrecroisée (position inverse de la série). Les couches sont laminées, à stratification oblique avec de nombreux ravinements. Cet ensemble se termine par un niveau ferrugineux de quelques centimètres d'épaisseur.

FIGURE 5

COUPES DE L'ANISIEN



LEGENDE. 1: calcaires finement stratifiés ; 2: calcaires à cloisons dolomitiques ; 3: calcaires à rubans dolomitiques ; 4: schistes calcaires ; 5: niveaux ferrugineux ; 6: calcaires massifs spathiques ; 7: calcaires vermiculés ; 8: calcaires schisteux ; 9: dolomies massives ; 10: dolomies finement stratifiées ; 11: brèches dolomitiques polygéniques ; 12: niveaux à algues ; 13: stratification entrecroisée ; 14: niveaux à mollusques.

3. 60m d'un ensemble de calcaires vermiculés caractéristiques. Cet ensemble débute avec 10m de calcaires vermiculés schisteux (photo 2) gris sombre, très fissiles, à accidents dolomitiques jaunes (V_1).

   De façon brusque, ces calcaires vermiculés passent à 10m de calcaires spathiques gris clair, plus ou moins massifs, contenant quelques rubans dolomitiques.

   Ensuite, viennent 20m de calcaires spathiques très durs, massifs en bancs de 1-2m. Ils présentent des cloisons anastomosées de dolomie jaune à patine orangée qui traversent la roche plus ou moins densément. Des niveaux de type "calcaires vermiculés" se présentent au sommet (V_2, V_3, V_4). On y repère également quelques coquilles de Gastéropodes.

   La partie supérieure de cette unité est constituée par des calcaires marmorisés spathiques plus ou moins massifs en bancs de 30-40cm, de couleur blanc ou gris clair. On y trouve aussi quelques accidents dolomitiques.

   A la base du tiers supérieur des Algues calcaires, particulièrement bien conservées, ont été trouvées. Malheureusement, on ne dispose pas de détermination paléontologique sur le matériel collecté.

4. 20-30m de calcaires massifs gris clair, très durs, sans accidents dolomitiques, en gros bancs, d'épaisseur horizontale très constante.

Epaisseur totale mesurée : environ 140m.

Coupe de la base du flanc NW du Rocher du Charvet (figure 5).

Cette coupe est située sur le flanc normal de l'anticlinal couché du Rocher du Charvet. Elle nous montre la partie médiane et sommitale de la série anisienne.

Nous sommes dans l'impossibilité d'établir la liaison précise entre les derniers termes de la coupe de Bellevarde et celle-ci, en raison de l'absence de niveaux repères sûrs. Néanmoins, l'examen de cette séquence ailleurs nous indique que le raccord est assez bon à quelques dizaines de mètres près. On observe de bas en haut :

1. 20m de calcaires massifs spathiques, gris-blanchâtre, en bancs de 40-50cm. Ils contiennent de nombreux rubans dolomitiques de 1-3cm d'épaisseur ; très abondants à la base, ceux-ci diminuent vers le haut.
   Vers le sommet, on observe des feuillets de matériel pélitique recristallisé en mica blanc qui marquent la transition avec l'ensemble suivant.
2. 60m d'alternance de calcaires schisteux et calcaires spathiques. Les calcaires schisteux sont riches en mica blanc. Ils

sont de couleur sombre, à patine souvent un peu rougeâtre. La stratification est fine (5-10cm), parfois avec l'aspect d'une vraie foliation.
Les calcaires spathiques, très cristallins, sont de couleur gris-bleuâtre à gris-blanchâtre. Ils forment des bancs massifs de 0,5 à 1m, très réguliers.
Vers le milieu, on rencontre des lentilles de dolomies. Cet ensemble se termine par 12m de calcaires schisteux en gros bancs, séparés par des niveaux de calcschistes.

3. 30m où les calcaires massifs prédominent. Quand les éléments pélitiques sont peu abondants, la stratification est en bancs de 1 à 2m. Par contre, là où ils présentent une certaine quantité d'éléments pélitiques, la stratification est plus fine.
Vers le milieu, on observe des bancs dolomitiques irréguliers interstratifiés avec des calcaires un peu schisteux.
4. 40m de calcaires schisteux sombres à stratification fine. Vers le milieu, des dolomies blanc-jaunâtre, très bien stratifiées, s'insèrent dans les calcaires schisteux. Au sommet, se présentent quelques mètres de calcaires massifs à altération en boules.

Epaisseur totale mesurée : 150m.

Conclusion sur l'Anisien.

Au total, nous avons mesuré 250m d'une série formée principalement de calcaires recristallisés et de quelques dolomies.

Stratigraphie.

Les repères stratigraphiques, dans une série assez monotone, sont rares. Seuls les faciès de la base, observés à Bellevarde, constituent des niveaux repères valables :

. les dolomies jaunes des termes (1) et (2) ;

. les calcaires vermiculés V_1, V_2, V_3 et V_4 de l'ensemble (3).

Les Algues rencontrées se situent immédiatement au-dessus du premier niveau à calcaires vermiculés (V_1) et très vraisemblablement correspondent à *Oligoporella* sp. de la première zone de *Diploporidées* d'ELLENBERGER (1958, p. 178). Ces Algues sont étroitement associées ailleurs, en Vanoise et en Briançonnais, à *Dadocrinus gracilis*, une forme qui se trouve exclusivement à la base de l'Anisien (ELLENBERGER, 1963 ; DEBELMAS et LEMOINE, 1963). D'autres gisements d'algues ont été trouvés dans le Trias calcaire, mais les déterminations paléontologiques nous manquent. Malgré cela, les endroits fossilifères sont marqués sur la carte géologique.

Les Gastéropodes trouvés dans les niveaux de calcaires à accidents dolomitiques du terme (3) de la coupe de Bellevarde sont en association étroite avec les niveaux de calcaires vermiculés. Ils correspondent probablement à la première faune de Mollusques d'ELLENBERGER (1958, p. 176).

En revanche, vers le haut de la série, nous n'avons pas pu trouver de niveaux caractéristiques permettant de nous repérer avec les coupes de référence de la Vanoise occidentale. En particulier, les bancs à silex de la partie sommitale manquent ici complètement.

La détermination de la limite Anisien-Ladinien pose un problème. En effet, dans notre secteur d'étude, on ne trouve nulle part les schistes dolomitiques rutilants de la Vanoise occidentale. Vu l'absence de faune et de niveaux repères, nous avons placé cette limite plus ou moins arbitrairement à la base du premier gros banc dolomitique sur la coupe du flanc NW du Charvet.

Paléogéographie.

- Cette série monotone marque une sédimentation de plateforme dans une ambiance vraisemblablement médio-littorale (terminologie de PERES, 1961).

- Quelques apports terrigènes sont représentés à différents niveaux par des couches schisteuses à mica blanc.

- Les dolomies apparaissent respectivement à la base et au sommet de la série :

. à la base, la stratification irrégulière, les discontinuités horizontales et les intercalations de calcaires à stratification entrecroisée indiquent un milieu supra-tidal lagunaire (terminologie d'après LOMBARD, 1972), interrompu par des épisodes de sédimentation dans des eaux agitées.

. au sommet, elles préludent à la sédimentation de type lagunaire, en milieu réducteur, de la base du Ladinien.

Elles représentent, en tous cas, une tendance à l'émersion du bassin.

- Le niveau ferrugineux hematitique du sommet de l'ensemble (2) de la coupe de Bellevarde indique une ambiance d'oxydation correspondant probablement à une émersion momentanée du bassin.

Le Ladinien.

Le Ladinien, sur notre secteur d'étude, est en majorité dolomitique et repose en continuité stratigraphique sur l'Anisien.

Coupe du Rocher du Charvet.

On étudiera ce niveau à l'aide d'une coupe levée sur la partie supérieure de la falaise du flanc NW du Rocher du Charvet (figure 6). Ici, on peut observer en transition sur le sommet de l'Anisien :

1. 15-20m de dolomies gris-blanc extrêmement dures, bien stratifiées, au milieu desquelles s'intercale un banc de 4m de calcaires gris-noir spathiques, plus ou moins massifs.
2. 30m de calcaires spathiques massifs très noirs, avec une intense odeur de matière organique au choc avec le marteau. La couleur noire et l'odeur augmentent vers la partie supérieure de l'ensemble.
   Cet ensemble s'achève par des calcaires spathiques noirs à gros fragments pseudo-bréchiques intraclastiques de dolomie sableuse. On observe deux bancs dolomitiques dans la moitié supérieure de l'ensemble.
3. 50m de dolomies sableuses gris-sombre à gris clair à stratification fine.
   Ces dolomies se caractérisent par une fine alternance régulière, parfois un peu perturbée, de petits niveaux sableux et de boue du type flaser bedding.
   La stratification entrecroisée est assez commune dans ces sédiments (photo 3). Il existe également une sorte de
   ou granoclassement très marqué dans quelques niveaux (photo 3).

Calcaires massifs spathiques

Calcaires schisteux

Brèche à blocs de dolomies sableuses et à matrice Calcaire

dolomies massives sableuses

dolomies fines sableuses

dolomies sableuses finement litées

dolomies fines

dolomies à structures sigmoïdes

niveaux à silex

stratification entrecroisée

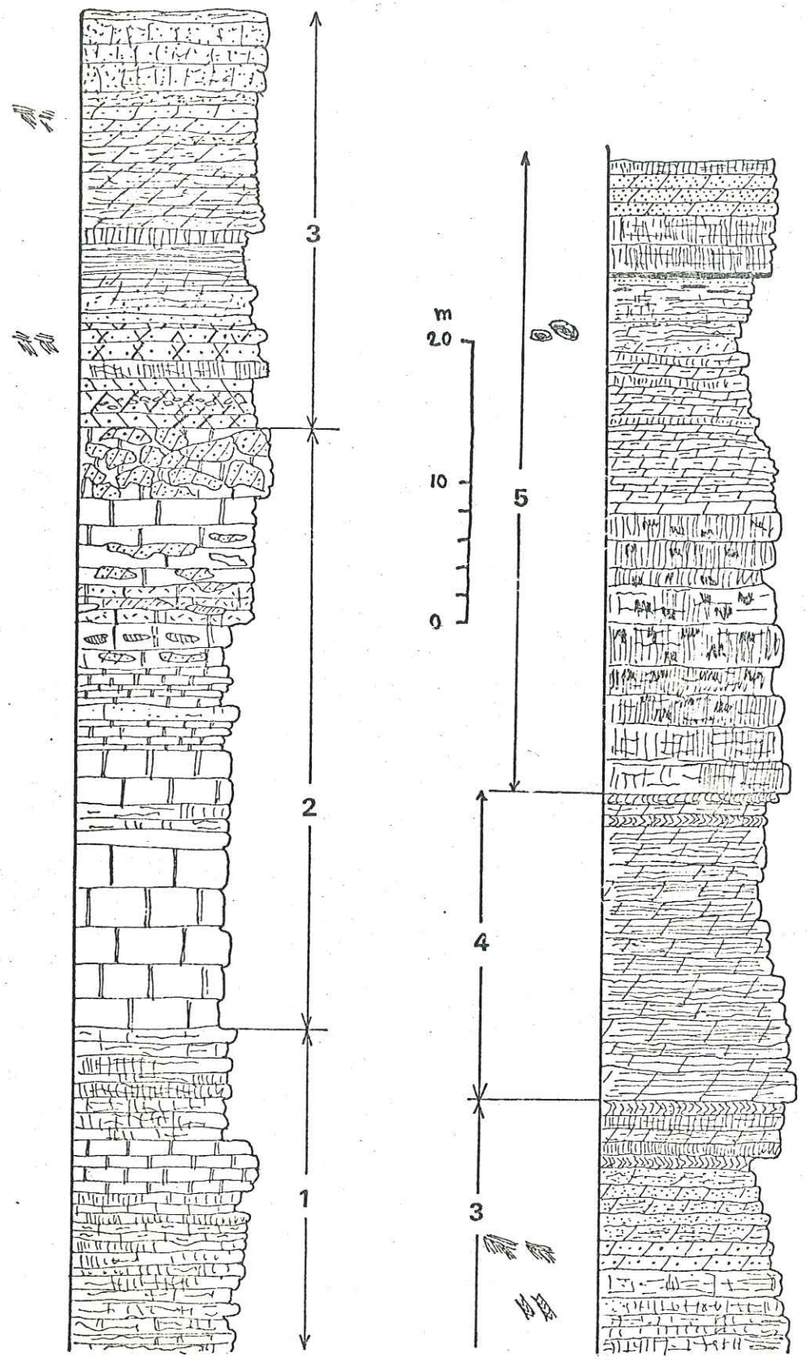
niveau à algues

graded bedding

structures concentriques

FIGURE 6

COUPE DU TRIAS MOYEN DOLOMITIQUE



Les éléments intraclastiques sont constitués principalement par des grains du type pellets. Parfois, on observe également quelques intraclastes ou galets plats mous. La matrice et les éléments intraclastiques sont recristallisés dans une mosaïque de dolomie microcristalline.
La structure finement litée est souvent perturbée par des figures sigmoïdes ou en chevrons obliques à la stratification, sans doute liées à une déformation et à une bréchification diagénétique du sédiment.
Dans le tiers supérieur de cet ensemble, un gros banc dolomitique blanchâtre contient de très abondants restes d'Algues. Il s'agit, par endroits, d'une véritable biolithite.

4. 20m de dolomies cendrées gris-clair à lamination très fine du type flaser-bedding. Ces dolomies s'achèvent par des niveaux à figures sigmoïdes.

5. 50m de dolomies massives et de dolomies schisteuses grises et beiges.
Au sommet, on trouve quelques passages peu épais de dolomies sableuses à flaser-bedding et à stratification entrecroisée.
Un de ces niveaux contient des structures concentriques irrégulières centimétriques (organiques ?).
Enfin, on rencontre, dans cette dernière partie de la coupe, un niveau à lentilles et nodules de silex noir et également certains niveaux à aspect cinéritique avec de petits débris de coquilles calcaires.

Epaisseur totale mesurée : 120m.

Conclusion sur le Ladinien.

- Stratigraphie.

Comme nous l'avons déjà dit, il nous est impossible de donner ici une limite stratigraphique précise entre l'Anisien et le Ladinien.

Par contre, le sommet de cette série est marqué par le niveau à silex noir et par les niveaux de faciès cinéritique associés au terme (5), que nous pouvons corréler avec les niveaux à silex noirs reconnus dans toutes les Alpes occidentales par BAUD et MEGARD-GALLI (1975) à la base de leur cycle III. Les niveaux sableux du terme (3) sont aussi très caractéristiques, de même que les dolomies cendrées (termes 4 et 5) qui les surmontent.

Nous avons donc, en dépit du manque de déterminations sur notre matériel paléontologique collecté, des repères lithologiques caractéristiques.

D'autre part, nous ajouterons que ELLENBERGER (1958, p. 194) a relevé la présence de *Myophoria goldfussi* dans le flanc W de Bellevarde, forme localisée stratigraphiquement dans le Ladinien.

- Paléogéographie.

. Les termes (1) et (2) de la base du Ladinien indiquent une séquence régressive dans une ambiance réductrice : calcaires et dolomies fétides de couleur noire.

. Les dépôts de dolomies sableuses en alternances lenticulaires fines de sable et boue indiquent un dépôt dans une ambiance de tidal-flats. Les niveaux à graded bedding peuvent être interprétés comme des dépôts de tempêtes. De même, la stratification entrecroisée indique des eaux agitées.

. Les dolomies cendrées et dolomies massives des termes (4) et (5) indiquent la régression après le développement de la sédimentation sableuse.

. Les faciès sableux à stratification entrecroisée au sommet du terme (5) indiqueraient un retour momentané d'une ambiance d'eaux agitées.

Le Trias supérieur.

Introduction.

A partir du Trias supérieur, les coupes deviennent très variables selon les points du domaine briançonnais, ce qui est vrai aussi à l'échelle du secteur examiné dans ce mémoire. Pour les différents types de coupes, le lecteur pourra se référer aux travaux fondamentaux de DEBELMAS et LEMOINE (1963) et de ELLENBERGER (1958, 1963).

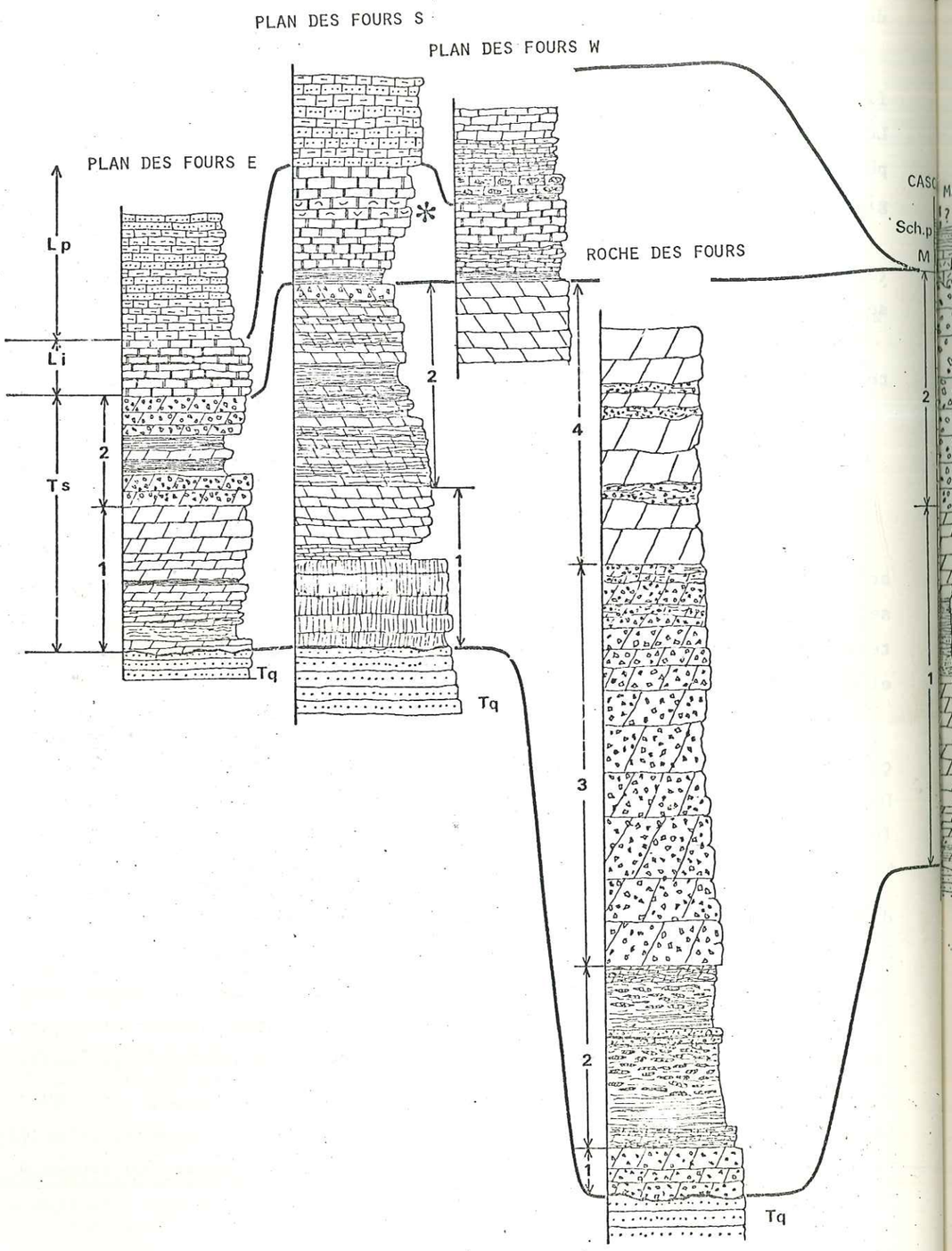
Le Trias supérieur existe à peu près certainement dans le Briançonnais *sensu stricto*, mais il n'a pas fourni de fossiles jusqu'à maintenant. De plus, sa stratigraphie et sa paléogéographie restent encore très obscures (DEBELMAS et LEMOINE, 1963).

En Vanoise, le Trias supérieur est bien déterminé, tout au moins d'un point de vue paléontologique, par la présence d'espèces du genre *Worthenia* du Norien et Réthien dans des dolomies (ELLENBERGER, 1958, p. 195). Ces espèces sont très différentes des formes anisiennes et définissent, dans le Trias de Vanoise, une troisième et peut être une quatrième zone à Mollusques. Les dolomies noriennes passent en concordance au Lias inférieur mais, nulle part, on n'observe le passage entre le Ladinien et le Norien. Pour expliquer cette discontinuité, ELLENBERGER (1958, p. 198) a avancé l'hypothèse d'un décollement de la série norienne à la faveur d'un éventuel niveau de gypses à *Equisetum*. Ce niveau de gypses serait à l'origine des gypses que l'on trouve à

FIGURE 7

CADRE DE CORRELATION DES COUPES D'ISERE-

PALES DE LA COUVERTURE DE VAL



LEGENDE DES COLONNES: 1: brêches hétérogènes; 2: brèches monogéniques; 3: schistes à nodules dolomitiques; 4: brèches dolomitiques schisteuses; 5: schistes à niveaux grèseux; 6: dolomies finement stratifiées; 7: dolomies schisteuses; 8: calcaires à rubans siliceux; 9: calcaires schisteux; 10: quartzites; 11: calcaires marmorés; 12: calcaires spathiques; 13: schistes; 14: dolomies massives; 15: calcaires à galets dolomitiques; 16: marbres chloriteux; 17: calcaires grésuex; 18: calcaires vermiculés; 19: calcaires à débris de coquilles 20: dolomies finement laminées; 21: polypiers; 22: hard grounds.

présent en position exotique à la base des Schistes lustrés. Néanmoins, l'existence d'un tel niveau dans la couverture autochtone de la Vanoise n'est pas prouvé stratigraphiquement.

Dans notre terrain, le Norien est daté par *Worthenia* du groupe *contabulata* au lieu-dit Tenn de Rhêmes (ELLENBERGER, 1963). En ce qui concerne ses relations stratigraphiques, les choses se passent comme presque partout en Vanoise. En effet, la partie sommitale de notre Ladinien du Rocher du Charvet est chevauchée par les gypses et cargneules exotiques de la base des Schistes lustrés. Nulle part n'apparaît la suite stratigraphique normale vers le haut.

Nous aborderons l'étude de la série du Trias supérieur à l'aide de coupes détaillées levées au Plan des Fours, à la Roche des Fours et à la Cascade du Manchet. Puis, on procèdera à l'analyse d'autres affleurements afin d'essayer de définir les relations stratigraphiques du Trias supérieur dans le cadre de l'ensemble de notre terrain d'étude.

Les coupes.

Coupe du Plan des Fours E (figure 7).

On observe la série suivante surmontant en pseudo-concordance les quartzites werféniens. De bas en haut :

1. 16m de dolomies plus ou moins massives gris clair à blanc. A la base, on observe 6m de dolomies finement laminées de couleur noire, en alternance avec quelques petits niveaux schisteux noirs parfois un peu verdâtres.
2. 14m de brèches monogéniques gris clair à patine olivâtre. Vers le milieu, on observe des schistes noirs à patine rougeâtre.

   Le Lias inférieur surmonte cet ensemble en concordance.

Epaisseur totale mesurée : 30m.

Coupe du Plan des Fours S (figure 7).

Dans cette coupe, on peut voir à peu près la même séquence que dans la coupe E, mais ici elle est un peu plus épaisse. On observe de bas en haut :

1. 20m de dolomies gris clair plus ou moins massives avec quelques niveaux schisteux très minces à la base et vers le milieu.
2. 25m de dolomies gris clair à patine jaunâtre, finement laminées. Elles contiennent des intercalations de brèches monogéniques à intraclastes plats dont on peut observer toutes les transitions entre la dolomie non bréchifiée et une brèche parfaite. Des microstructures d'affaissement associées à de petites failles normales sont responsables de la bréchification du sédiment mou.
   Vers le sommet, cet ensemble passe en concordance au Lias inférieur.

Epaisseur totale mesurée : 45m.

Coupe de la Roche des Fours (figure 7).

Comme aux coupes du Plan des Fours, ce Trias supérieur repose en pseudo-concordance sur les quartzites werféniens. Nous rencontrons, de bas en haut :

1. 5-6m de microbrèches hétérogéniques noires un peu schisteuses.
2. 25m de schistes noirs à nodules dolomitiques étirés. On y voit aussi des passages de dolomies schisteuses et de dolomies bréchiques à éléments hétérogéniques et à filaments schisteux.
3. 50m de brèches dolomitiques hétérogènes jaune à gris clair, à éléments calcaires et dolomitiques avec, vers le sommet, des brèches à passages schisteux orangés. On remarque en plus quelques brèches monogéniques (photo 4).
4. 30m de dolomies massives blanches avec quelques passages de 2 à 3m de brèches hétérogéniques schisteuses à patine jaune-orange. Ici, le Lias est absent au sommet de la série car ce terme est directement chevauché par les gypses et cargneules de la base des Schistes lustrés.

Epaisseur totale mesurée : 110m.

Coupe de la Cascade du Manchet (figure 7).

Cette coupe se situe dans la charnière du pli couché de la Roche des Fours. Les couches sont en position subverticale, parfois inverse. De bas (S) en haut (N), on rencontre :

1. 45m de dolomies massives gris-bleu à patine gris clair jaunâtre. A la base, on rencontre un niveau un peu bréchique et de fines intercalations schisteuses un peu verdâtres.
   Vers le milieu on observe 15m de schistes noirs à patine un peu rougeâtre, par endroits légèrement gréseux*.

---

* Remarque. ELLENBERGER (1958, p. 230) voit dans les schistes intercalés dans les séries du Trias supérieur de la Vanoise (et notamment à la Cascade du Manchet), l'équivalent des pélites et grès fossilifères du Keuper emballés dans les gypses exotiques de la base des Schistes lustrés. Cependant, en Vanoise ils n'ont pas donné de fossiles. De même en Briançonnais, ces schistes "*à faciès carnien*" ne sont pas fossilifères (DEBELMAS et LEMOINE, 1963). Néanmoins, une découverte récente par MEGARD-GALLI, indiquerait effectivement, la présence d'une empreinte d'*Equisetum (fide* BARFETY et *al.*, 1970*)*.

2. 30m de brèches dolomitiques hétérogèniques massives qui constituent la barre rocheuse responsable de la Cascade.
Au sommet, le Lias manque totalement et on trouve à sa place 2 ou 3m de marbres du Malm appuyés directement sur les brèches.

Epaisseur totale mesurée : 75m.

- Conclusions tirées de ces coupes :

.On rencontre en pseudo-concordance sur les quartzites du Werfénien, une série épaisse de 30 à 100m de dolomies et brèches dolomitiques monogéniques et hétérogéniques à niveaux schisteux. Ces faciès sont tout à fait différents de ceux de l'Anisien et du Ladinien.

.Ces coupes sont en continuité d'affleurement entre elles et, sur le terrain, on observe toutes les transitions entre les dolomies franches et les brèches dolomitiques.

.L'Anisien et le Ladinien sont totalement absents à la base de cette série.

.La série passe vers le haut en concordance et en transition stratigraphique au Lias inférieur. Néanmoins, le Lias peut manquer (c'est le cas de la coupe du Manchet) et, à sa place, on trouve directement le Malm transgressif sur le sommet de la série.

Autres affleurements et relations stratigraphiques du Trias supérieur.

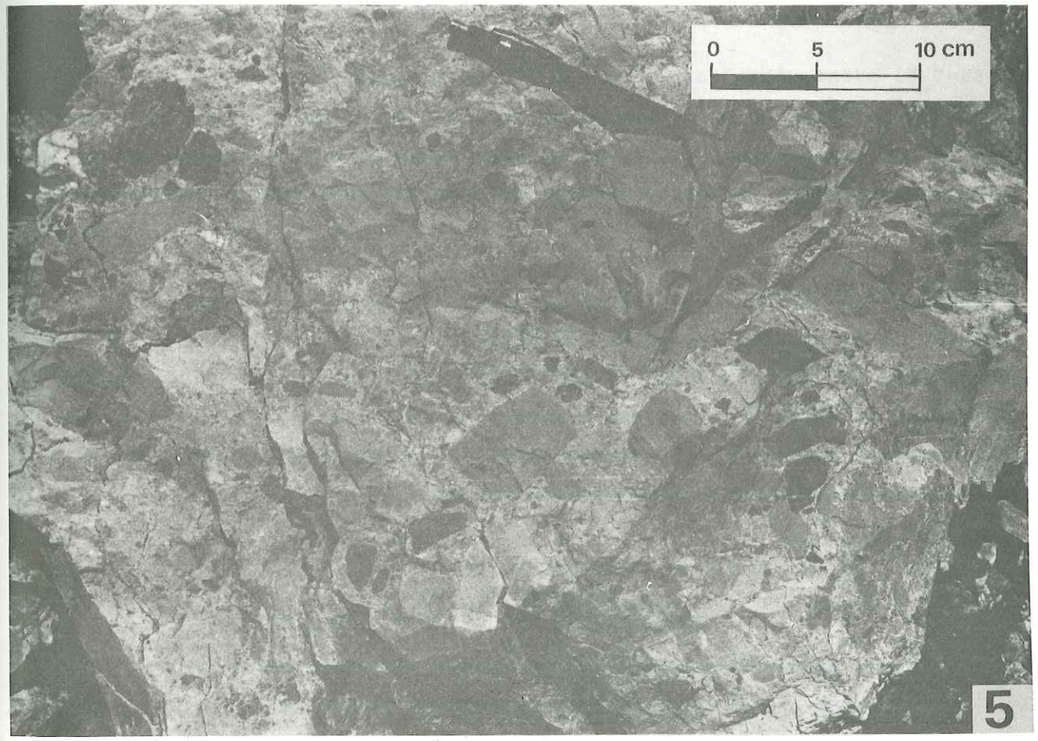
Outre les coupes systématiques que l'on vient de décrire, pour le Trias supérieur, nous signalerons quelques observations faites en différents endroits qui nous permettrons de préciser les relations stratigraphiques :

- A Bellevarde, les brèches hétérogèniques sont en discordance angulaire probablement de ravinement respectivement sur les calcaires vermiculés (coupe du Rocher de Bellevarde, figure 5) et sur les faciès du Ladinien basal. Elles sont à leur tour, couvertes par le Malm.

- A la Pointe du Front, ces brèches surmontent en discordance plusieurs dizaines de mètres de calcaires anisiens (figure 7). Elles sont transgressées par les Marbres chloriteux du Crétacé supérieur.

Photo 4. Brèche monogénique du Trias supérieur. Roche des Fours.

Photo 5. Brèche hétérogénique du Trias supérieur. Tout le Trias moyen est représenté dans cette brèche. On trouve, par endroits, quelques galets de Trias quartzitique (Arête S du Pelaou Blanc).



- Au Pelaou Blanc, les brèches hétérogéniques sont également surmontées par les Marbres chloriteux (photo 15).

- Aux environs du Col et de la Pointe de la Bailletta, les brèches surmontent à peine 2 à 5m de calcaires anisiens (figure 7). Elles sont à leur tour couvertes par les marbres du Malm et le Crétacé supérieur.

- A la base du Rognon, marqué 2805m dans l'arête W de la Pointe des Fours, à quelques mètres seulement des grands cairns qui mènent à la face N du Méan Martin, le Lias inférieur fossilifère, surmonte les brèches hétérogéniques.

- Au passage de Picheru, une dizaine à une vingtaine de mètres de brèches hétérogéniques reposent directement sur les quartzites werféniens. Ces brèches sont transgressées, à leur tour, par les calcaires noirs du Lias inférieur.

- Dans les massifs de la Pointe de Bazel, de la Pointe de Calabre et du Roc de Bassagne (photos 16 et 17), on peut observer une série très monotone de dolomies blondes épaisses de 300 à 500m, à stratification très régulière réputées du Norien (ELTER, 1972 ; POLINO et DAL PIAZ, 1978). Elles passent en transition au Lias, le contact est observable partout (il sera décrit plus loin).

- Plus au N, dans le Massif de la Granta Parei, entre la Dora di Rhêmes et le combe du Golletta, on observe le même type de dolomies directement en transgression sur le socle type Pointe de la Traversière. Ces dolomies sont surmontées à leur tour par le Lias parfois bréchique de la gigantesque paroi E de la Granta Parei.

Les dernières observations possibles des brèches hétérogéniques, vers l'E, se situent au col de la Bailletta, au Couart dessous et au lieu-dit Le Cognon, au bord de la nationale 202. Dans ce dernier point, le Lias surmonte quelques brèches dolomitiques au sommet d'une série de dolomies franches. Plus à l'E, dans les massifs de la crête frontière, ces brèches disparaissent totalement. Tous se passerait comme si elles étaient limitées paléogéographiquement en direction de l'Est.

- Conclusions tirées de ces observations :

Le Trias supérieur repose en discordance d'érosion sur différents terrains : Socle paléozoïque, quartzites werféniens et Trias moyen.

Quant au sommet de la série, ces observations montrent que, non

seulement, le Lias repose sur des dolomies noriennes, mais encore, qu'il peut reposer directement sur les brèches hétérogéniques.

Inventaire des brèches hétérogéniques.

Ces brèches sont particulièrement bien observables sur l'arête N du Pelaou Blanc où elles forment le coeur d'une écaille en rétrocharriage*. La brèche est constituée de fragments très angulaires de 1-2cm à 20-30cm dans une matrice dolomitique blanche (photo 5), ce sont des :

- calcaires spathiques gris-bleuâtre à quelques accidents dolomitiques ;
- calcaires rubanés ;
- dolomies sableuses gris clair sans structures sédimentaires ;
- dolomies sableuses gris clair ou beiges à flaser-bedding ;
- dolomies blanches à grains très fins ;
- dolomies blanches à petits accidents siliceux ;
- dolomies noires.

Cet inventaire nous indique que le Trias moyen est entièrement représenté dans les brèches hétérogéniques, à l'exception de quelques faciès facilement désintégrables, comme par exemple, les calcaires vermiculés. En effet, ce type de faciès n'a pas été trouvé, même là où la brèche repose directement sur les calcaires vermiculés.

Les quartzites ne sont que faiblement et très localement représentés dans la brèche, comme par exemple à la Bailletta-devant. Quant au socle, il n'est absolument pas représenté dans cette brèche, tout au moins dans notre secteur d'étude.

Conclusion sur le Trias supérieur.

- Stratigraphie :

Malgré l'absence de fossiles, notre série du Trias supérieur reste bien définie par son cadre stratigraphique :

* Des brèches hétérogéniques semblables peuvent être observées aisément à mi-pente dans le versant E de Bellevarde. Il est possible également de les observer aux environs du Chalet du Molard, au bord de la route du Col de l'Iseran.

. La base s'appuie en discordance d'érosion successivement sur le socle type Vanoise, sur les quartzites du Werfénien et enfin sur différents niveaux du Trias moyen.

. Vers le sommet, elle passe en continuité stratigraphique indubitable au Lias.

- Paléogéographie :

. Dans cette série du Trias supérieur, on a démontré dans un cas précis que les brèches hétérogéniques passent latéralement aux dolomies.

. La présence dans cette formation d'abondantes brèches indique, dans le domaine paléogéographique correspondant à la couverture type Val d'Isère - Ambin, une individualisation du "géanticlinal briançonnais" dès le Trias supérieur. Cette individualisation se manifeste par une tendance à l'émersion accompagnée d'une importante érosion qui a fait disparaître par endroits toute la série du Trias moyen et inférieur.

. Les brèches du Trias supérieur n'auraient pas dépassé vers l'E, le Col de la Bailletta. Pour BARFETY et *al.* (1970), la présence d'un Trias supérieur bien développé dans le Briançonnais interne indiquerait que l'individualisation différentielle entre le domaine briançonnais, à caractère positif et le domaine piémontais, à subsidence , n'était pas encore réalisée à cette époque là.

LE LIAS.

-Généralités :

En Vanoise occidentale, le Jurassique est discordant sur le Trias dolomitique (ELLENBERGER, 1958). Par contre, en pays briançonnais cette discordance est plus marquée dans les séries plus internes où l'érosion ante-rhétienne a été nettement plus importante que dans les séries plus occidentales (DEBELMAS et LEMOINE, 1957).

Dans notre série de Val d'Isère - Ambin, rien n'indique cette discordance et le Trias supérieur passe en continuité stratigraphique au Rhétien . En effet, on n'a pas observé de ravinements ni de niveaux transgressifs à la base du Lias inférieur.

La coupure entre Norien et Réthien est donc, en quelque sorte arbitraire. En l'absence de fossiles, ELLENBERGER (1958, p. 250) la situe dans les premières couches dolomitiques franchement noires par rapport aux dolomies claires noriennes. Aussi, l'apparition des premiers lits de calcaires marmoréens indique le Lias. Nous verrons, au cours de l'analyse de la Coupe du Malpasset, que des niveaux schisteux verts très caractéristiques peuvent aussi être utilisés comme repères de cette limite.

En Vanoise orientale, deux types de Lias ont été distingués (ELLENBERGER, 1958, p. 251).

- Un Lias inférieur : souvent fossilifère, peu épais. Le Rhétien, l'Hettangien et le Sinémurien y sont représentés.

- Un Lias prépiémontais : qui représente probablement le Lias moyen et supérieur. Il est généralement non fossilifère et, parfois, très épais. Cependant, son épaisseur varie considérablement d'un endroit à l'autre. En outre, au sein de ce Lias type prépiémontais, on rencontre des brèches (pour notre secteur, brèche du Santel)

Nous décrirons le Lias autochtone de notre secteur d'étude selon le plan suivant : tout d'abord le Lias inférieur et le passage du Trias au Lias, puis le Lias prépiémontais et finalement la brèche du Santel.

- *Le Lias inférieur et le passage du Trias au Lias* :

Introduction.

Ce Lias est bien représenté dans le versant oriental de la Vanoise. Il est fait de faciès calcaires aussi variés que caractéristiques qui alternent entre eux.

Dans le secteur de Val d'Isère, le Lias inférieur n'affleure que très sporadiquement, mais il est observable dans des coupes dont l'accès est aisé.

Coupe du Plan des Fours (figure 7 ; coupes E, S et W).

En bordure de la falaise du Cirque du Plan des Fours, affleure une bande continue de Lias (carte géologique). Sur des brèches monogéniques et des dolomies jaunes du Trias supérieur, on trouve 5 à 15m de calcaires noirs spathiques, à membranes schisteuses, parfois un peu gréseux.

A la base par endroits, on relève des récurrences de schistes noirs du même type que ceux rencontrés plus bas, au sein des dolomies triasiques. Ils sont composés de :

[quartz + mica blanc + albite + chlorite + actinote]

et les minéraux sont :

[sphène + tourmaline + zircon]

Une certaine proportion de matériel charbonneux existe dans ces schistes.

Les calcaires contiennent des débris de Lamellibranches, constituant une vraie lumachelle où les fossiles en calcite blanche sont complètement soudés avec la matrice spathique, ainsi que des polypiers rameux parfaitement conservés.

Vers le haut, cette petite série passe aux niveaux du Lias prépiémontais. Tout l'ensemble étant chevauché par les Schistes lustrés sans semelle gypseuse.

Coupe du Bois de la Balme (flanc E de Bellevarde).

Ici nous retrouvons, sur des brèches dolomitiques du Trias, quelques mètres de calcaires noirs spathiques fossilifères, avec des passées schisteuses. On trouve aussi de petits lits schisteux dolomitiques noirs intercalés dans les calcaires.

Cette unité passe vers le haut (vers le S) au Lias prépiémontais, constitué, ici, par du marbre gris en plaquettes.

Coupe de la base du Rocher du Charbon, au N de Pont Saint Charles (figure 7).

Cette coupe a été levée dans le flanc inverse de l'anticlinal de Bazel qui chevauche une lame de Schistes lustrés en position synclinale. La coupe est donc renversée. Stratigraphiquement, on observe de bas en haut, en concordance sur les dolomies noriennes :

1. 6m de calcaires gris bien stratifiés à matériel pélitique et à bandes siliceuses passant graduellement à :
2. 15m de calcaires marmorés gris à stratification massive.
3. 10-15m de Lias prépiémontais : calcaires schisteux sombres à accidents siliceux, très fissiles. Le passage entre le terme 2 et celui-ci est brusque.

——————— contact anormal ———————

4. Quelques centimètres de cargneules qui soulignent le contact de charriage primitif des Schistes lustrés.
5. Schistes lustrés, rétrocharriés en synclinal de nappe.

Coupe du Malpasset.

Le long du sentier qui traverse les Gorges du Malpasset en direction du Prariond, on peut examiner les dolomies gris-clair à beige bien stratifiées du Norien (dolomies à *Worthenia contabulata*), dans le flanc inverse de l'anticlinal en rétrocharriage des Cavales-Tenn de Rhêmes. On a de bas en haut (de l'aval vers l'amont) :

1. Plusieurs dizaines de mètres de dolomies gris-clair passant à 3-4m de dolomies noires et schisteuses vers le haut.
2. Un niveau de quelques centimètres d'épaisseur de schistes sériciteux verts*. Ils présentent les minéraux suivants :

   quartz + albite + mica blanc + chlorite + calcite

   tourmaline + minéral opaque + sphène.

   Le sphène se présente en gros grains subautomorphes ante-tectoniques (par rapport à une schistosité de crénulation plus ou moins pénétrative et parallèle à la stratification). Ils sont remplacés par du matériel opaque et de la calcite.
   Le minéral opaque se présente soit comme alteration du sphène, soit en petits cristaux automorphes.
3. 5m de calcaires spathiques gris un peu phylliteux.
4. Plusieurs dizaines de mètres de calcaires schisteux sombres en plaquettes de Lias prépiémontais, formant le coeur du synclinal en rétrocharriage des Gorges du Malpasset-Roc de Bassagne.

Autres affleurements de Lias inférieur.

On retrouve aussi le Lias inférieur aux environs du Chalet des Fours et dans l'arête W de la Pointe de l'Arselle. On rencontre également dans le coeur du synclinal en rétrocharriage de Pierre Compia. Il existe aussi en affleurements isolés dans le versant S du Massif de la Pointe du Dôme - Pointe de la Bailletta et au passage de Picheru.

---

* Ces schistes sériciteux verts ont été repérés plus au NE sur le même contact, ainsi que sur le flanc normal de l'anticlinal des Cavales - Tenn de Rhêmes où ils se présentent au nombre de 3 ou 4 niveaux séparés par quelques cm. de dolomies et de calcaires. Ils peuvent être utilisés comme niveaux repères, tout au moins localement. Malheureusement, ces niveaux ne sont pas toujours présents à la limite Trias supérieur - Lias, comme par exemple dans les coupes du Plan des Fours.

- *Le Lias prépiémontais.*

Introduction.

Le Lias prépiémontais est caractéristique du Briançonnais interne et en particulier de notre série de Val d'Isère - Ambin. Il se présente aussi particulièrement développé dans l'Unité de la Grande Motte que nous analyserons plus loin.

En fait, le Lias pourrait annoncer le domaine piémontais franc, mais il reste encore dans un contexte stratigraphique par ailleurs typiquement briançonnais. Les termes de transition entre ce Lias et le domaine piémontais ne sont pas connus, du moins à la latitude de la Vanoise.

Cette série doit se rattacher à l'ensemble carbonaté inférieur de Bellecombe, dans le Massif d'Ambin, où elle n'atteint que quelques mètres (CARON et GAY, 1977). Plus au S, on ne trouve d'équivalent de ce Lias prépiémontais, du moins d'un point de vue faciès, que dans la série du Grand Argentier-Mélézet (50-100m ; CABY, 1964). Encore plus au S, le Lias prépiémontais se relie avec la série du Gondrand où il atteint 100-200m (ELLENBERGER et LEMOINE, 1955 ; LEMOINE, 1971).

Ces dernières séries ont été jadis interprétées comme la base stratigraphique des Schistes lustrés ophiolitifères (LEMOINE, 1955 ; ELLENBERGER et LEMOINE, 1955). Néanmoins, ces observations ont été rectifiées ultérieurement et maintenant on sait que les Schistes lustrés reposent en contact anormal sur le Lias prépiémontais (LEMOINE, 1971).

Dans la série du Gondrand, la présence de *Arnioceras*, au sommet du Lias prépiémontais, indique le Sinémurien *sensu lato* (LEMOINE, 1971).

Le Lias prépiémontais non bréchique.

- Affleurements.

Dans le secteur étudié dans ce mémoire, le Lias prépiémontais non bréchique affleure dans la haute vallée de la Calabourdane et sur le versant E du Rocher de Bellevarde. En particulier, il est bien exposé le long du flanc inverse de l'anticlinal de Bazel ; il affleure également dans le flanc normal de cet anticlinal au lieu-dit des Rouvines de Bazel. Néanmoins, ses meilleurs affleu-

-rementsse rencontrent entre les Gorges du Malpasset et le Roc de Bassagne (photos 16 et 17).

Dans le secteur italien, on a observé ce Lias aux abords du glacier de Centelina. Il semblerait qu'il forme également des replis dans la face E de La Granta Parei (schéma de la photo 7). On le trouve également en rive droite de la Dora di Rhêmes (carte géologique).

- Relations stratigraphiques.

La base du Lias prépiémontais montre deux sortes de relations dans notre secteur d'étude :

. en concordance et apparemment en passage continu sur le Lias inférieur. C'est la situation généralement observée et elle a été décrite en détail à propos des coupes du Rocher du Charbon et des Gorges du Malpasset.

. Reposant directement sur les dolomies noriennes : aux Rouvines de Bazel, en aval du glacier de Bazel. Ici, les calcaires gris-bleuâtre schisteux du Lias prépiémontais atteignent 2 à 3m d'épaisseur et présentent quelques petits galets centimétriques de dolomie. Ce Lias prépiémontais est surmonté par les brèches du Crétacé supérieur (brèche de la Tsanteleina). Un peu plus loin, aux abords du glacier de Bazel, la brèche de la Tsanteleina est directement en transgression sur le Trias supérieur, par l'intermédiaire d'un contact quelque peu tectonisé relevé localement par la présence de cargneules.

Quant au sommet du Lias prépiémontais, nous n'avons pas trouvé d'affleurements qui montrent ses relations avec le Malm (le Dogger étant absent dans la série Val d'Isère - Ambin); le Crétacé supérieur vient directement en transgression

Faciès.

Ce Lias présente, par endroits, des faciès schisteux proches des Schistes lustrés et la distinction devient parfois subtile, surtout si l'on observe les deux formations en contact. Cependant, une fois l'oeil entraîné, il est toujours possible d'établir une différence sur l'affleurement.

En particulier, nous trouvons des similitudes frappantes entre les faciès observés dans notre secteur d'étude et les Schistes lustrés de la klippe du Mont Jovet, dont nous avons eu l'occasion d'examiner quelques échantillons au Laboratoire de Chambéry.

Dans les différentes coupes et affleurements visités, il se présente sous les faciès suivants :

Coupes du Plan des Fours (figure 7).

Ici, on ne peut observer que quelques mètres de Lias prépiémontais, car il est directement chevauché par les Schistes lustrés sans semelle gypseuse (carte géologique).

Il s'agit de calcaires schisteux gris-clair, en plaquettes, un peu gréseux. A la base on rencontre par endroits une brèche à petits fragments dolomitiques dans un ciment de calcaires schisteux (coupe du Plan des Fours W, figure 7). Dans cette même coupe, on voit également une mince récurrence de schistes semblables à ceux qu'on rencontre plus bas dans la séquence, dans les couches de passages du Trias au Lias inférieur.

- Environs du Chalet des Fours.

On rencontre à cet endroit le Lias prépiémontais fortement plissoté. Il s'agit de calcaires à zones siliceuses du même type que celui qu'on rencontre parfois dans le bloc klippe de la combe du Pisset.

- Anticlinal de Bazel et synclinal des Gorges du Malpasset - Roc de Bassagne.

Ce sont des calcaires gris très fissiles, en plaquettes sonores, par endroits schisteux. Ils présentent d'abondantes zones siliceuses blanches qui dessinent parfois de petits plis compliqués. La série présente une stratification fine et très régulière que l'on peut très bien observer sur la rive droite du glacier de Bassagne, à la base de la falaise du Roc de Bassagne.

Dans l'arête SW du Roc de Bassagne, sur le flanc inverse du synclinal, on rencontre quelques niveaux de 30cm à 1m d'épaisseur de dolomies jaunâtres, près du contact des dolomies triasiques. Ces intercalations de couleur claire dans la masse sombre sont visibles de loin.

- Epaisseur.

Le seul endroit où il est possible d'estimer l'épaisseur de ce Lias est dans la bande en synclinal rétrocharrié

une centaine de mètres. Par conséquent, cette série se présente assez réduite par rapport au Lias prépiémontais de la Grande Motte qui atteint plusieurs centaines de mètres (aux replis près).

Le Lias prépiémontais bréchique : la brèche du Santel.

Ces brèches forment le coeur d'un anticlinal très laminé et sont directement surmontées par les brèches du Crétacé supérieur (brèche de la Tsanteleina). On a observé dans un seul endroit ces brèches directement en transgression sur le Norien (rive gauche du glacier de Centelina, entre les points 2838m et 2929m ; voir carte géologique*).

Elles sont formées de fragments déformés très anguleux de dolomies et calcaires, mal classés de taille entre 1-2cm et 20-40cm au maximum. Le ciment est un calcaire gris foncé à gris clair, parfois phylliteux, souvent à passées gréseuses, c'est tout à fait le faciès du Lias prépiémontais (photo 6).

Il s'agit d'une brèche à aspect assez chaotique dans laquelle la proportion de galets est très variable. Néanmoins, par endroits, on observe un bon classement des galets dans de petites couches centimétriques de microbrèches.

Nulle part, on n'a observé le graded bedding décrit ailleurs par d'autres auteurs (LEMOINE, 1967).

- *Discussion et conclusion sur le Lias.*

Le Lias inférieur.

- Dans notre secteur d'étude, le Lias inférieur n'atteint guère qu'une vingtaine de mètres. Il repose en concordance et sur le Trias ; vers le haut, il passe, également en continuité, au Lias prépiémontais.

- Les brèches sont tout à fait absentes dans ce Lias, ce qui indique le retour de ce secteur du domaine briançonnais aux conditions d'un bassin subsident, après l'érosion du Trias supérieur.

- Le dépôt de ce Lias se serait réalisé d'une façon assez irrégulière, dans des conditions très probablement néritiques (présence de lumachelles à Lamellibranches et de polypiers).

---

* Mis à part, l' affleurement non typique des Rouvines de Bazel.

Le Lias prépiémontais et la brèche du Santel.

- Les relations stratigraphiques aux Rouvines de Bazel et au glacier de Centelina montrent que le Lias inférieur est probablement disparu par érosion avant le dépôt du Lias prépiémontais.

- L'aspect monotone de la série, sa stratification régulière et son caractère azoïque indiquent un sédiment bathyal.

- Les épaisseurs importantes que le Lias prépiémontais atteint dans la série de la Grande Motte, celle-ci étant nécessairement d'origine plus interne que la série de Val d'Isère - Ambin, indiquent une subsidence vers l'E dans un bassin qui se relayait hypothétiquement avec le domaine piémontais. La série de Val d'Isère - Ambin représente ainsi, une zone de transition entre le domaine briançonnais en position haute géanticlinale et le domaine piémontais subsident.

- La présence de la brèche du Santel dans la série de Val d'Isère - Ambin indique l'instabilité de ce domaine paléogéographique de transition. Sa genèse est probablement en liaison avec un talus sous-marin accidenté de failles et de flexures. Notamment, l'hypothèse de l'action de secousses sismiques a été avancée comme explication de ce type de brèches par LEMOINE (1967).

- La présence de zones siliceuses dans ces sédiments pose un problème, car rien n'indique que la série siliceuse permo-werfénienne ait été atteinte par l'érosion au Lias. Or, les brèches du Santel contiennent exclusivement des galets de Trias carbonaté. Cependant, au droit du pays briançonnais, la série permo-werfénienne aurait été apparemment soumise à l'érosion dès le Lias (LEMOINE, 1960).

- *LE MALM.*

Introduction.

Dans la série de Val d'Isère - Ambin, le Jurassique moyen fait entièrement défaut, les premières couches qui affleurent, après le Lias prépiémontais, sont les marbres du Malm.

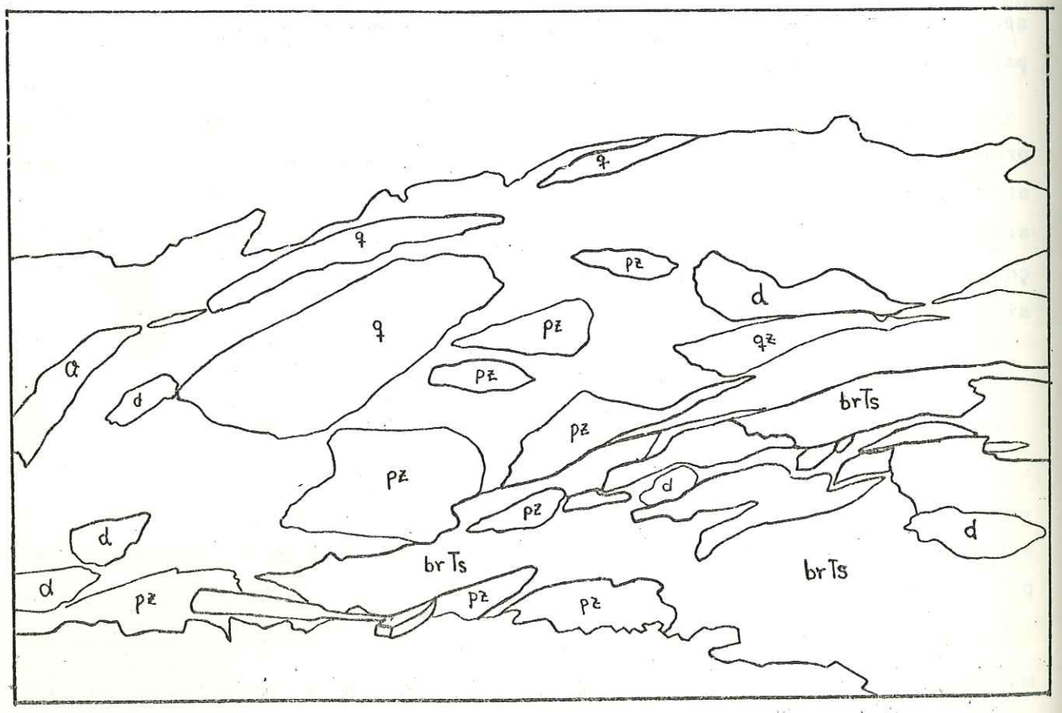
Sur le secteur étudié nous n'avons pas rencontré de coupe qui montre les relations stratigraphiques entre le Lias prépiémontais et ces marbres. Cependant, ailleurs en Vanoise, ils sont en discordance sur le Lias inférieur et le Lias prépiémontais réduit (ELLENBERGER, 1958, p. 302).

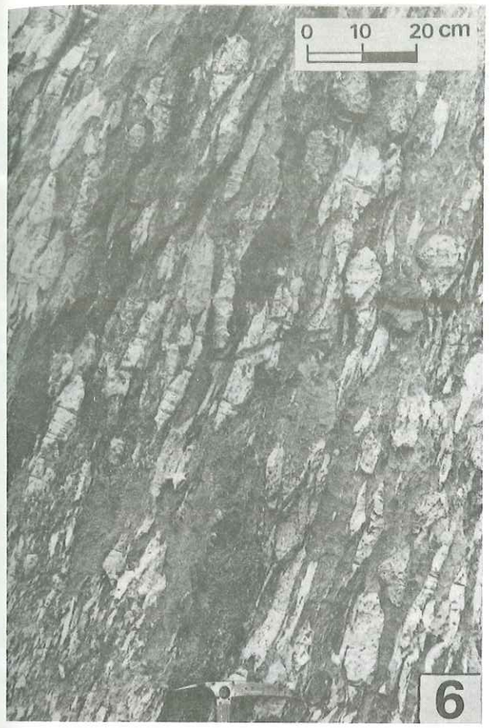
Photo 6. Brèches du Lias. Remarquer les galets étirés de calcaires et de dolomies provenant du Trias moyen. Environs du lac du Santel.

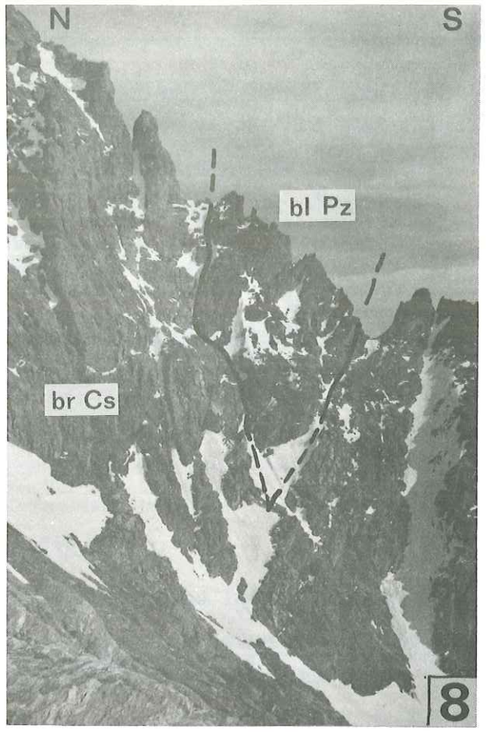
Photo 8. Brèches du Crétacé supérieur de la Tsanteleina (br Cs), à blocs hectométriques de schistes cristallins du socle type Vanoise (bl Pz). Arête du Couart dessus.

Schéma de la photo 7. Détail de la Brèche de la Tsanteleina. Glacier du Couart dessus. Composition des blocs :

pz = Paléozoïque, socle type Vanoise.
qz = quartzites werféniens.
c = calcaires du Trias moyen.
d = dolomies du Trias moyen.
br Ts = brèche du Trias supérieur.
m = matrice de marbres chloriteux.







Leur âge Jurassique supérieur est prouvé par la découverte d'un polypier du genre *Haplarea* provenant du Plan des Nettes et par des Ammonites trouvées en Maurienne (ELLENBERGER, 1958, p. 303). En ce qui concerne la région de Val d'Isère, seulement quelques restes de Foraminifères, d'entroques et de plaques d'Echinodermes, sans valeur chronologique ont été trouvés (ELLENBERGER, 1958, p. 303).

Dans le secteur présentement étudié, le Malm affleure d'une façon très fragmentaire. Néanmoins, il se présente sous des faciès facilement reconnaissables sur le terrain.

Les coupes.

Coupe de la Cascade du Manchet (figure 7).

Ici le Malm peut être observé à mi-pente dans la petite falaise de la rive gauche de la cascade. Nous trouvons en transgression sur le Trias supérieur, à l'extrémité N de la coupe (la série est sub-verticale) :

1. 1m de brèches *in situ* à blocs de matériel triasique et à matrice constituée par des infiltrations de marbres rouges à zones siliceuses et argilitiques.
2. 2m de marbres rouges et blancs très cristallins, en passage graduel sur la brèche infiltrée. Ces marbres sont directement transgressés par les marbres chloriteux du Crétacé supérieur.

Epaisseur totale mesurée : 3m.

Le Malm affleure également un peu plus à l'W, près du ruisseau de Pissevieille, en position inversée et directement en contact tectonique avec les Schistes lustrés de la Tête de Solaise.

De plus, le Malm apparaît dans le flanc E de Bellevarde, en position similaire à celle de la cascade du Manchet : transgressif sur les brèches hétérogéniques triasiques par l'intermédiaire d'une brèche infiltrée par les marbres du Malm.

Coupe du col de la Bailletta (figure 7).

Sur quelques mètres de brèches hétérogéniques du Trias supérieur, on observe 2 à 5m de marbres roses qui deviennent un peu verdâtres vers le sommet.

Un peu plus au N du col, les marbres disparaissent, ainsi que les

brèches du Trias supérieur. En effet, à cet endroit, on trouve le Crétacé supérieur reposant directement en transgression sur l'Anisien du flanc NE de la Pointe de la Bailletta.

D'autre part, vers le S du col de la Bailletta, on rencontre des marbres blancs transgressifs sur l'Anisien.

Le Malm du sommet de la Pointe du Front.

A quelques mètres du sommet de la Pointe du Front, sur sa face S, les marbres rouges du Malm forment des placages sur les dolomies sableuses du Ladinien. Une brèche basale, totalement silicifiée, a été observée par endroits. L'épaisseur de ce Malm ne dépasse pas les 5m.

Plus bas dans la pente, affleurent les marbres chloriteux du Crétacé supérieur dont il n'a pas été possible d'établir les relations stratigraphiques avec le Malm. Nous savons seulement que ce Crétacé supérieur est transgressif sur les brèches triasiques, quelques 200m plus bas, à la base de la montagne.

L'affleurement du point 2568m au S du lac de la Sassière.

On peut observer ce petit affleurement à l'intersection d'un ruisseau qui descend de la Bailletta-devant avec le chemin construit lors des travaux du barrage de la Sassière.

Ici, affleurent 2m de marbres en transgression sur des dolomies anisiennes gris clair. Il s'agit de marbres très blancs avec croûtes pourprées de matériel ferrugineux. Il est transgressé par le Crétacé supérieur.

Discussion et conclusion sur le Malm.

Ce Malm, à cachet nettement briançonnais, s'est déposé dans une ambiance de plateforme stable, caractérisée par des eaux fortement oxygénées (présence de pigment hématitique qui donne la couleur pourpre). Il n'atteint que quelques mètres dans notre série type Val d'Isère - Ambin et s'oppose, aussi, à celui de la Vanoise occidentale dont les épaisseurs dépassent souvent une centaine de mètres. Peut-être a-t-il disparu à la suite d'une érosion ante-"Marbres chloriteux" dans ce briançonnais interne. Ou bien alors, il représente une sédimentation condensée ? A cet égard, il est à remarquer qu'en Briançonnais, le Jurassique supérieur est également très réduit (BOURBON, 1971a).

62

Dans la série de Val d'Isère - Ambin, le Malm est transgressif sur les différents termes du Trias calcaréo-dolomitique et sur le Jurassique inférieur. Par conséquent, une importante période d'érosion précède le dépôt de ce Malm.

Les faits suivants nous permettent de placer chronologiquement cette érosion :

- d'une part, le Lias reste solidaire du Trias supérieur,(cf. la coupe de Malpasset; page:)
- d'autre part, il est bien connu qu'en Vanoise occidentale, le Dogger est en transition stratigraphique avec le Malm. Il est à remarquer que le Jurassique moyen ne serait absent en Vanoise orientale que pour des raisons paléogéographiques, ... (ELLENBERGER (1958, p. 281)).

Ainsi, la première discordance d'érosion importante à l'échelle de toute la Vanoise se situe entre le Lias et le Dogger. Néanmoins, nous savons que l'érosion du géanticlinal briançonnais avait déjà commencé pendant le Lias supérieur. En effet, cette érosion devait fournir les matériaux détritiques aux brèches qui se déposaient au sein du Lias prépiémontais (brèche du Santel).

LES MARBRES CHLORITEUX : CRETACE SUPERIEUR-PALEOCENE.

Introduction.

En pays briançonnais, l'existence de Crétacé inférieur est bien connue (LEMOINE, 1953a ; DEBELMAS, 1970). Par contre, en Vanoise il n'y a pas de faciès assignable à un tel âge entre le Malm et le Crétacé supérieur. C'est,en fait, la lacune de sédimentation la plus importante dans la stratigraphie de la Vanoise.

En Vanoise, le Crétacé supérieur se présente sous des faciès caractéristiques de marbres chloriteux très cristallins. Cette formation est l'équivalent des "Marbres en plaquettes" du Briançonnais classique (LEMOINE, 1953 a et b).

De façon analogue au Lias prépiémontais, la formation des Marbres chloriteux se présente tantôt sous des faciès de marbres riches en phyllites, tantôt sous des faciès bréchiques à gros blocs dans une matrice marmoréenne (brèche de la Tsanteleina).

Affleurements.

Dans la région de Val d'Isère, le Crétacé supérieur-Paléocène affleure sur de grandes surfaces, surtout dans le chaînon entre l'Aiguille du Franchet et le massif de la Tsanteleina. Il affleure également dans la haute vallée de la Calabourdane et dans la barre rocheuse entre le Col du Pisset et le Cirque des Fours.

De plus, les Marbres chloriteux apparaissent en placages, peu épais, mais très utiles comme marqueurs de la polarité stratigraphique, dans les replis en rétrocharriage du faisceau du Prariond, aussi bien que dans la haute vallée des Rhêmes, en secteur italien.

Age.

L'âge des Marbres chloriteux est essentiellement néocrétacé, indiqué par des *Globotruncana* du groupe *linnei* (ELLENBERGER, 1948, 1958) ; cependant, il peut monter jusqu'à l'Eocène (ELLENBERGER et *al.*, 1952). Sur notre terrain, la séparation entre les termes crétacés et les termes tertiaires est impossible, vu l'homogénéité des faciès. Cependant, en Briançonnais, où les séries sont non métamorphiques, il est possible de faire, au moins localement, une séparation précise entre le terme crétacé et un autre paléocène "Marbres en plaquettes" (BOURBON, 1971a).

Relations stratigraphiques.

Les marbres chloriteux sont transgressifs sur tous les terrains ante-crétacés de l'arrière de la Zone du Grand Saint-Bernard :

- sur le socle type Vanoise à la Pointe de la Traversière (photo 1) ;
- sur les quartzites werféniens au Minoret et à la Bailletta devant ;
- sur l'Anisien à la Pointe de la Bailletta et à la Pointe de Pichéru ;
- sur les brèches du Trias supérieur au Pelaou (photo 15) ;
- sur les dolomies noriennes aux pointes de Bazel et de Calabre et en rive droite du glacier de Centelina ;
- sur le Lias prépiémontais au S du Col de la Bailletta et aux Rouvines de Bazel. Ces marbres reposent également sur la brèche liasique du Santel, dans le massif de la Tsanteleina ;

- sur le Malm à la Cascade du Manchet et au Col de la Bailletta.

En outre, la formation de Marbres chloriteux est surmontée en transition stratigraphique par le "Flysch noir" dans la coupe du Manchet et de la Bailletta-devant.

Epaisseur.

L'épaisseur de la formation des Marbres chloriteux est fort difficile à préciser, d'autant qu'elle a été affectée par des redoublements par la suite d'écoulements plastiques très poussés pendant le métamorphisme alpin. En effet, les marbres chloriteux sont caractérisés par un comportement très incompétent par rapport aux autres termes de la couverture type Val d'Isère - Ambin.

De plus, son épaisseur stratigraphique originelle semble avoir été très variable. Le seul point où elle est certainement connue, correspond à la coupe de la cascade du Manchet : 2m. Ailleurs, cette formation semble bien plus épaisse, même en tenant compte des effets tectoniques. En tous cas, on estime qu'elle ne dépasse, dans aucun cas, une cinquantaine de mètres.

Les Marbres chloriteux non bréchiques.

La coupe de la Cascade du Manchet (figure 7).

Ici, on peut retrouver, plaqués contre le Malm de la petite falaise de la cascade, au maximum 1m de marbres phylliteux brun-verdâtre à rose contenant une riche microfaune du Sénonien moyen et du Paléocène (ELLENBERGER, 1958, p. 317-319). Pour notre part, Madame G. GLACON a déterminé la forme :

Morozorella vetacoensis (CUSHMAN)

de la fin du Paléocène à Eocène inférieur.

Sur ces marbres chloriteux, reposent 2-3m de schistes gris appartenant au "Flysch noir". A leur tour, ces schistes chevauchent par un accident de rétrocharriage le socle paléozoïque de l'écaille de la Calabourdane, celle-ci, étant rétrocharriée à son tour, sur les Schistes lustrés de la Tête de Solaise par l'intermédiaire de la faille de la Calabourdane.

Faciès.

Ce sont des marbres blond -verdâtre , parfois bruns et roses, composés de calcite, grains de plagioclase et de quartz, de chlorite et de séricite. On observe également de l'épidote, de la tourmaline vert-bleuâtre,

de l'apatite et parfois des minéraux opaques en petite quantité.

Au contraire de la plupart des formations de la couverture de Val d'Isère - Ambin, la schistosité régionale y est souvent bien marquée par l'orientation des phyllites.

Remarque : Les éléments bréchiques à cortex ferrugineux du Col de la Bailletta.

A la base de la formation des Marbres chloriteux, au N du Col de la Bailletta, il est possible d'observer une brèche de 1m d'épaisseur à éléments dolomitiques anguleux recouverts d'une croûte ferrugineuse durcie. Il s'agit là d'une brèche *in situ*.

Ce type de croûte métallique correspond vraisemblablement aux mêmes phénomènes liés au dépôts de "*hard-grounds*" observés dans une position stratigraphique semblable, à la base du Crétacé supérieur et analysés chimiquement par ELLENBERGER (1958).

Les Marbres chloriteux bréchiques : Brèche de la Tsanteleina.

Nous devons dire d'emblée que, bien que les affleurements typiques de cette brèche se trouvent dans le Massif de la Tsanteleina, ils ne sont pas aussi limités que les auteurs le pensent couramment (voir par exemple LEMOINE, 1967). Effectivement, les Marbres chloriteux sont également bréchiques dans d'autres secteurs de la région étudiée :

- vers le N de la Tsanteleina, dans la haute vallée de Rhêmes ;
- vers le S de cette montagne, dans les Grands Pares, aux environs du Fornet et à la Tête d'Arollay. Dans la haute vallée de la Calabourdane et à l'arête W du Pelaou Blanc (photo 15). Enfin, dans la barre rocheuse entre le Col de la Rocheure et le Cirque des Fours.

Cette brèche est donc observable sur une distance de 15 km, longitudinalement à la chaîne. Par ailleurs, les Marbres chloriteux contiennent toujours, ici et là, de petits fragments dolomitiques qui se détachent du reste de la roche par leur couleur d'altération brun-orangé.

Ces brèches ne se situent pas dans un niveau déterminé à l'intérieur de la formation des Marbres chloriteux, le passage entre les Marbres chloriteux francs et les zones bréchiques étant toujours graduel. En effet, la matrice des brèches est constituée de marbres à faciès identiques aux Marbres chloriteux non bréchiques.

Dans ces brèches tous les terrains ante-Crétacé de la couverture type Val d'Isère - Ambin sont représentés. Un inventaire de la brèche est illustré dans la photo 7 et dans son schéma interprétatif. A cet inventaire, il faut ajouter également la présence de galets de marbres blancs de type Malm et de calcschistes du Lias prépiémontais.

Il s'agit d'un complexe bréchique d'aspect chaotique à éléments très anguleux de tailles diverses : entre de vrais "*olistolithes*" de plusieurs dizaines de mètres, cartographiables (photo 8) et seulement quelques centimètres (photo 7), on observe toutes les tailles intermédiaires.

La déformation y est très intense. Souvent ces brèches prennent un aspect extrêmement laminé avec des galets de quartzites et schistes phylliteux aplatis, dont le rapport longueur/épaisseur est de 20, parfois plus. Il n'est pas rare, en outre, de voir cette sorte de galets affectés par un plissement complexe.

Par endroits, l'on observe un ciment vert de composition ovarditique (qui englobe parfois des galets calcaires et dolomitiques), et qui prend par "mimétisme" l'aspect des roches mères paléozoïques. Il s'agit de schistes phylliteux paléozoïques reconstitués grain par grain dans la brèche. Quand le métamorphisme et la déformation sont très intenses, il est pratiquement impossible de déceler la différence entre le ciment reconstitué et les vrais galets cristallins provenant du paléozoïque.

Discussion et conclusion sur les Marbres chloriteux.

La formation des Marbres chloriteux est une série typiquement pélagique, sans interposition de faciès néritiques ni de conglomérats basal (la brèche du Col de la Bailletta ne peut pas être considérée, en fait, comme une brèche basale), en transgression sur tous les terrains de la couverture de Val d'Isère - Ambin et sur le socle type Vanoise.

Le fait de retrouver cette série en transgression sur différents terrains de la Zone interne du Grand Saint-Bernard, implique une érosion aérienne ante-Crétacé supérieur. Cependant, dans le domaine briançonnais *sensu-stricto*, des dépôts du Crétacé inférieur sont connus et il n'y aurait donc pas eu à certains endroits d'érosion pendant cette période (LEMOINE, 1953a). Cependant, un hiatus de sédimentation existe toujours entre ces dépôts et les Marbres en plaquettes. De plus, il y a des raisons pour supposer que la période sans dépôts ni érosion se serait effectuée sans émersion (LEMOINE, 1953b).

D'autres lacunes "*sous-marines*" importantes, soulignées par des croûtes ou des nodules minéralisées, ont été repérées également en Briançonnais au sein de la formation des Marbres en plaquettes (LEMOINE, 1953 a et b ; BOURBON, 1971 a et b).

La grande quantité de données accumulées pendant ces dernières années par les recherches océanographiques fournissent des éléments de comparaison intéressants. En effet, l'existence de hiatus de sédimentation de quelques millions d'années à plusieurs millions d'années est maintenant un phénomène bien connu dans la Stratigraphie des "plaques" (WATKINS et KENNETT, 1972 ; LECLAIR et *al.*, 1976).

Les recherches océanographiques indiquent que les courants sous-marins de fond peuvent être très importants (HOLLISTER et *al.*, 1974). Partout où ils ont été détectés, des arrêts ou hiatus de sédimentation ont été mis en évidence. En outre, ces hiatus sont le plus souvent soulignés par des concrétions métalliques (PAUTOT et MELGUEN, 1975 ; LECLAIR et *al.*, 1976).

En particulier, une relation entre l'intensification de la circulation profonde et la mise en place des croûtes métalliques a été démontrée (MELGUEN et THIEDE, 1975).

La notion classique de haut-fond pélagique non subsident de "*type briançonnais*" ou "*géanticlinal*" (AUBOUIN, 1965) a du être sensiblement nuancé à la lumière de ces nouvelles recherches océanographiques (PAUTOT et *al.*, 1975). En particulier, BOURBON et *al.*, (1973) ont suggéré que la condensation et les lacunes en milieu pélagique peuvent également être expliquées par une sédimentation au voisinage du nivcau de compensation de la calcite (CCD). D'après ce modèle, la marge interne du domaine briançonnais aurait été portée à des profondeurs de plus en plus grandes au cours du Crétacé ; il s'agit là d'une "*océanisation*" au sens de la nature des dépôts. De cette manière, la transgression de sédiments pélagiques sur des dépôts de plateforme à substratum sialique -le problème avait déjà été posé en 1953 par LEMOINE- conduit à l'idée d'un effondrement d'une marge de type atlantique avec laquelle une comparaison a été faite (BERNOUILLI et JENKYNS, 1974 ; LEMOINE, 1975).

Quant aux brèches de la Tsanteleina, elles se sont déposées dans les mêmes conditions pélagiques que les marbres chloriteux. La nature du ciment reconstitué à partir du Paléozoïque, les blocs anguleux et de tailles très diverses, enfin la provenance locale des matériaux (toutes les roches représentées dans la brèche sont retrouvables dans un rayon de quelques kilo-

mètres dans la région étudiée), indiquent un transport sur des distances extrêmement courtes.

L'écroulement des masses rocheuses dans des escarpements de failles, par suite de secousses sismiques, est probablement à l'origine de ce type de brèches (LEMOINE, 1967). Une fracturation et un diaclasage préalables, *in situ*, seraient également nécessaires pour expliquer les fragments anguleux.

Le développement de failles et d'escarpements sous-marins s'inscrivent bien dans un contexte d'une tectonique de distension dans une marge de type atlantique liée à l'ouverture d'un océan.

LE FLYSCH NOIR.

En Briançonnais, ce puissant Flysch noir d'âge Lutétien-Priabonien surmonte en continuité stratigraphique les Marbres en plaquettes (LEMOINE, 1953a). Son extension dépasse les limites du domaine briançonnais vers des zones plus externes.

En Vanoise, l'équivalent du Flysch noir a été plus proprement appelé sous le nom de Schistes de Pralognan (ELLENBERGER, 1958, p. 331). Ici, il ne se présente pas sous des faciès flysch typiques et de plus il affleure avec des épaisseurs extrêmement réduites.

Sur le terrain étudié, il est possible d'observer ces schistes dans trois localités : à la Cascade du Manchet, à la Bailletta-devant et à la Tête d'Arollay. Ils se présentent sous des faciès de schistes gris et noirs, parfois un peu charbonneux. Ils peuvent être facilement confondus avec certains faciès peu calcaires des Schistes lustrés. Néanmoins, leur position au sommet des Marbres chloriteux est un bon critère de distinction. Ces schistes ne dépassent, nulle part, 3 ou 4m d'épaisseur.

Le "Flysch noir" ou Schistes de Pralognan sont les derniers dépôts connus dans la série de Val d'Isère - Ambin. L'arrêt de la sédimentation est probablement liée à des mouvements tectoniques en relation avec notre système de structures I (voir chapitre Tectonique). Ces schistes ont des apports détritiques très peu abondants par opposition aux séries de flyschs plus externes (MARTINEZ et *al.*, 1978). Ceci et leur épaisseur extrêmement réduite font de cette formation une sorte de "flysch condensé".

II- LE MASSIF DU GRAND PARADIS.

A- Le socle Paléozoïque du Grand Paradis.

- *GENERALITES.*

Ce massif a été considéré par ARGAND (1911) comme l'équivalent du Mont Rose vers le S. Pour lui (1934), les massifs cristallins internes sont constitués d'un noyau d'orthogneiss dérivant par métamorphisme, de masses granitiques d'âge hercynien. Par contre, DAL PIAZ (1939) l'avait considéré comme précambrien. MICHEL (1953) le décrit comme un dôme de migmatites hercyniennes surmontant un granite d'anatexie, coiffé par les Schistes lustrés et entièrement recristallisé lors du métamorphisme alpin.

L'âge hercynien a été confirmé par une détermination Pb/α de 340 M.A. (PANGAUD et *al.*, 1957).

D'autre part, les études dans la haute Maurienne de BERTRAND (1966, 1968) et BERTRAND et SALIOT (1966) n'ont fait apparaître que quelques reliques de minéraux et de structures anciennes, très effacées par les déformations et le métamorphisme d'âge alpin.

Et, de fait, des déterminations récentes par la méthode 39 Ar/40 Ar sur des micas de métagranites, gneiss et roches basiques de ce socle dans la haute vallée de l'Orco et en Maurienne, indiquent des âges alpins de 40 et 70 M.A. (CHOPIN et MALUSKI, 1978). Ces âges sont concordants avec deux déterminations obtenues par la même méthode dans les Schistes lustrés du même secteur. De même, un âge Eocène moyen (K/Ar en biotite) a été obtenu par KRUMMENACHER et EVERDEN (1960) dans un gneiss oeillé typique du massif.

Dans la haute Maurienne, BERTRAND (1966, 1968) a reconnu l'existence de trois séries, dont les rapports seraient encore ambigus : la série de Bonneval (Gneiss minuti) , la série du Montet (gneiss prasinitiques) et les orthogneiss des Levannas-Evettes.

La portion de socle analysée dans ce mémoire se situe plus au N, dans le secteur entre le Plan de la Ballotta et le col du Nivolet. Ici, le socle est en contact avec les Schistes lustrés de la Pointe de la Galise - Pointe Basei (Zone de la Grivola), par l'intermédiaire de sa couverture propre (photo 9). Nous avons distingué trois types pétrographiques principaux, qui correspondent probablement aux séries de la haute Maurienne ce sont :

- les Gneiss oeillés (Gneiss occhiadini des italiens) ;
- les Gneiss minuti ;
- les métabasites.

- *LES GNEISS OEILLES.*

Ils constituent une partie importante du Massif du Grand Paradis. A Bonneval, l'ensemble des gneiss oeillés serait composé de deux séries (BERTRAND, 1968) :

. Une série antegranitique d'origine volcano-sédimentaire, connue seulement par les septa , qui ont échappé à la granitisation.

. Une série de granites antealpins, maintenant à l'état d'orthogneiss. Pendant une excursion à Bonneval, nous avons eu l'occasion d'examiner ces orthogneiss au lieu-dit de l'Ecot où ils se présentent avec des phénoblastes rectangulaires de feldspath potassique particulièrement bien conservés. Ils sont illustrés dans la photo 10.

Pour AMSTUTZ (1962), les gneiss oeillés constituent des migmatites, dont le paléosoma et néosoma auraient été très homogenéisés. Ils résulteraient vraisemblablement du métamorphisme de sédiments dévoniens ou siluriens vers la fin de la tectogenèse hercynienne.

- *Pétrographie.*

Nous avons examiné les gneiss oeillés dans l'écaille de la Roccia del Nivolet.

Ce sont des gneiss à texture blastoporphyritique avec de gros phénoblastes de microcline qui conservent parfois un certain idiomorphisme. On observe parfois des septums de composition basique et acide qui ne seront pas abordés dans ce mémoire.

La minéralogie des gneiss oeillés est la suivante :

- Microcline . Il se présente sous deux formes :

  . Microcline I . Ces cristaux sont nettement ante-tectoniques. Ils se présentent en grandes plages sub-automorphes à xénomorphes (phénoblastes) de 2-4cm souvent mâclés avec le quadrillage microcline caractéristique.
  En bordure, ces phénoblastes sont souvent transformés en albite microgranoblastique que l'on retrouve également dans de petites veines qui les traversent dans tous les sens. Ils contiennent des inclusions de quartz, dont on a observé un cristal à texture hebraïque (texture ignée heritée).
  Ils sont souvent cassés et les morceaux forment l'ensemble microgranoblastique de quartz et feldspath. Il existe toutes les transitions entre les gros cristaux et ceux de l'assemblage microgranoblastique.
  Ils peuvent aussi présenter la mâcle de Carlsbad en

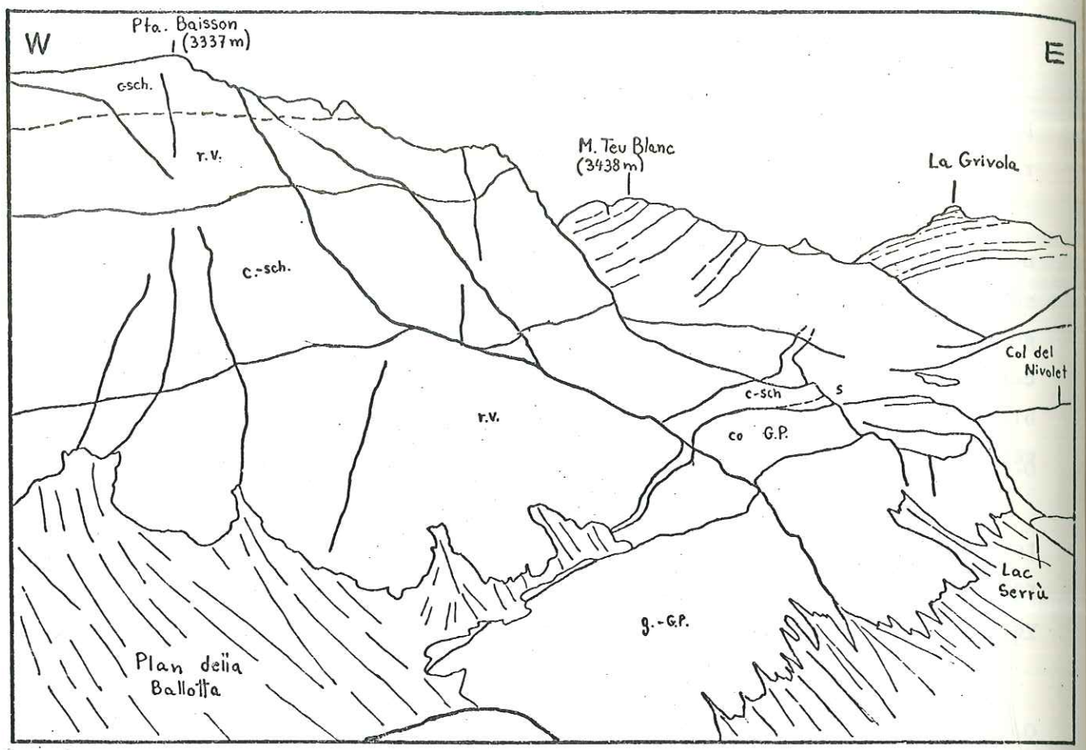


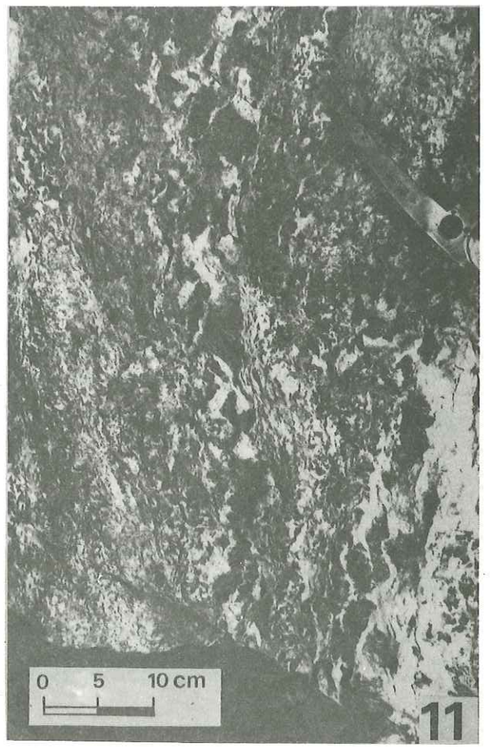
Schéma de la photo 9. Bordure occidentale de la coupole du Grand Paradis et sa couverture propre, en contact avec les Schistes lustrés de la Zone de la Grivola ; à l'E de la Pointe de la Galise. Vue depuis le Col de la Vache.

c-sch = calcschistes
p = prasinites
s = serpentinites
} Nappe des Schistes lustrés

c.G.P. = couverture du Grand Paradis.
g.G.P. = gneiss du Grand Paradis.

Photo 10. Orthogneiss oeillés du Massif du Grand Paradis à Bonneval. Remarquer l'allure encore automorphe du feldspath potassique.

Photo 11. Euphotides de la Pointe du Charbonnier, Massif de la Sana. Nappe des Schistes lustrés.



beaux cristaux rectangulaires avec les diagonales orientées d'après la foliation.

. Microcline II . Ce sont de petits cristaux xénomorphes, dans un assemblage microgranoblastique.

- Quartz . Comme la microcline, il se présente sous deux formes :

. Quartz I . en grands cristaux oeillés à extinction roulante et avec broyage sur les bords (cristaux pré-tectoniques).

. Quartz II . dans l'assemblage microgranoblastique de quartz, albite, microcline et mica blanc. Ici il ne présente pas d'extinction roulante (cristaux syntectoniques).

- Albite . Elle se rencontre sous trois formes :

. Albite I . En assemblage granoblastique de taille moyenne avec la microcline II, le quartz II et des micas (c'est le feldspath de la roche d'origine).

. Albite II . En un assemblage fin formant des veines qui traversent les phénoblastes de microcline et en bordure de ceux-ci.

. Albite III . En assemblage extrêmement fin à texture de mortier, à aspect milonitique presque exclusivement composé d'albite.

- Biotite . Elle est assez abondante, en grandes plages de couleur brun-rougeâtre parfois verdâtre. Elle se présente transformée en mica blanc et en chlorite avec des inclusions automorphes de zircon et d'apatite.
On relève aussi la présence de l'épidote zonée (clinozoïsite), de la chlorite, du mica blanc sans pléochroïsme.
On trouve également des grenats de petite taille automorphes comme inclusions dans les albites : ils sont partiellement transformés en épidote.

- *LES GNEISS MINUTI*.

Les auteurs des cartes géologiques italiennes (FRANCHI et *al*., 1972) utilisaient le terme de gneiss minuti (équivalent de gneiss à grain fin) en tant que faciès. MICHEL (1953) en fait un "*groupe*" d'extension régionale : il oppose en effet l'ensemble des gneiss minuti de Sparone (à structure finement litée et à débit en plaques) au groupe des gneiss oeillés qui constituent la plus grande partie du Massif du Grand Paradis.

Actuellement le terme de "gneiss minuti" est employé au sens de MICHEL, comme une unité cartographique ceinturant d'une façon plus ou moins continue l'ensemble du Massif du Grand Paradis (CABY, 1968). Cette unité forme également des lambeaux tectoniques complexes au sein de la masse de gneiss oeillés et notamment à sa base (COMPAGNONI et *al*., 1974).

Cette série est également très répandue dans les Zones du Saint Bernard, Mont Rose et Sesia, AMSTUTZ (1955).

Nous avons étudié la Série des "gneiss minuti" dans le versant occidental du Massif du Grand Paradis.

Cette unité a été analysée à l'aide d'une coupe levée dans le ruisseau d'Arcetti à l'E du col del Nivolet. En outre des observations ont été faites à la base de la Rocca Bianca.

Coupe du ruisseau d'Arcetti (figure 8).

Dans cette petite coupe, on trouve coincé sous l'écaille en rétrocharriage de la Roccia del Nivolet, de bas en haut et d'E vers l'W :

1. 50m de gneiss gris clair parfois verdâtres, finement rubanés en transition avec les gneiss oeillés vers le bas. On trouve la minéralogie suivante :
   Albite. Elle est plus abondante que le feldspath potassique. On la rencontre sous deux formes :
   . Albite I. En porphyroblastes poeciloblastiques (inclusions de quartz et mica blanc) de petite taille (1-2mm). Ils sont mâclés et se présentent en forme allongée ou en fuseau. Quelques uns montrent une section rectangulaire (origine ignée).
   . Albite II. Dans l'ensemble microgranoblastique avec le quartz et la microcline.

   Microcline. Il représente un tiers du feldspath total et il est mâclé d'après le quadrillage caractéristique. Il est toujours en cristaux de petite taille allongés dans la mésostase granoblastique. La méthode de coloration sélective nous indique une albitisation de ce minéral.

   Quartz. Il se présente dans l'assemblage granoblastique fin avec de l'albite et du microcline.

   Mica blanc. Il présente un léger pléochroïsme vert pâle. Il se dispose en fines cloisons séparant des micro-bandes leucocratiques de quartz et de feldspath.

   Biotite. Elle est en très petite quantité et présente un aspect tardif. Elle a un fort pléochroïsme jaune-marron-verdâtre, elle entoure le mica blanc, ou se trouve en fins feuillets à l'intérieur de ce minéral. Elle est souvent accompagnée de minéral opaque. Cette biotite est très différente de celle des gneiss oeillés.

2. 4 à 5m de gneiss gris verdâtre très finement lités, avec un rubanement qui confère à ces roches une apparence sédimentaire. C'est le faciès typique des Geiss minuti. Le contact avec l'ensemble inférieur est net, mais complètement soudé par le métamorphisme. Pour cette raison il nous est impossible de dire s'il s'agit vraiment d'un contact de nature

stratigraphique ou non. On rencontre la minéralogie suivante :

Albite. Elle constitue plus de 80% de la roche et se présente sous deux formes :
. Albite I. Cette forme se présente toujours en cristaux poëciloblastiques (inclusions de mica blanc, quartz, clinozoïsite et de petits cristaux de grenat) de forme arrondie, parfois étirés en forme de fuseau.
. Albite II. Elle fait partie de l'assemblage microgranoblastique avec le quartz.

Quartz. On le trouve formant l'ensemble microgranoblastique avec de l'albite en petits grains, ou bien formant des rubans composés presque exclusivement de quartz granoblastique.

Grenat. Il apparaît sous deux formes tout à fait différentes.
. Grenat I. De grande taille, visible à l'oeil nu (1-2mm), il est de couleur rouge. Au microscope il se présente corrodé et traversé par des fissures. Ces cristaux sont clairement ante-tectoniques (présence d'ombres de pression ; remplacement par chlorite, mica blanc et albite). Une origine détritique est à écarter.
. Grenat II. Ce sont des cristaux automorphes de très petite taille qui poussent à l'intérieur des albites et des micas.

Actinote. En fines aiguilles plus ou moins isolées, de couleur vert-clair.
On trouve également de la chlorite et de la clinozoïsite et accessoirement du sphène et de l'apatite.

——— contact socle paléozoïque - couverture mésozoïque ———

3. 1 à 2m de cargneules représentant la couverture mésozoïque propre du Grand Paradis. Par endroits, ces cargneules montrent des reliques de dolomies bien litées.

——————— contact tectonique (ϕ_1) ———————

4. 4m de schistes lustrés. Il s'agit en fait, d'une bande fortement broyée à contacts cisaillants multiples en rétrocharriage. Plus au N, à la Costa di Menta et à l'extrême N du Lac del Nivolet, on observe des lames de serpentinite soulignant les accidents inverses à l'intérieur de l'écaille.

——————— contact tectonique (ϕ_2) ———————

5. 3m de cargneules alvéolaires.

——— contact tectonique en rétrocharriage (Φ_{RCH_I}) ———

6. Gneiss oeillés de l'écaille de la Roccia del Nivolet.

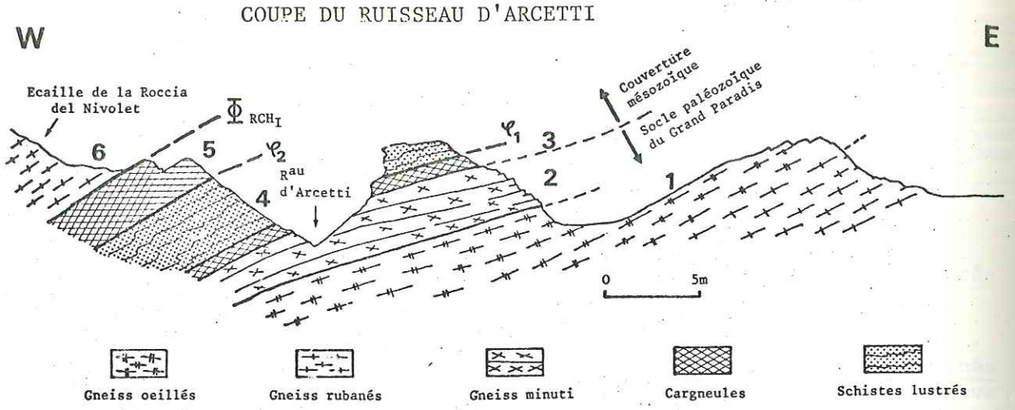
Observations à la base de la Rocca Bianca (photo 8 et figure 9).

Ici on observe, en contact stratigraphique avec la couverture mésozoïque quelques dizaines de mètres de gneiss fins à yeux d'albite (4mm), de couleur gris-clair.

Coupe du ruisseau d'Arcetti.

FIGURE 8

COUPE DU RUISSEAU D'ARCETTI



Les porphyroblastes d'albite, poëciloblastiques, sont très étirés selon la foliation et parfois broyés et transformés en une masse granoblastique de taille moyenne. Le fond est granoblastique phylliteux.

Le mica blanc est abondant; on trouve également de la biotite et de la chlorite. L'actinote est tout à fait absente. Les minéraux accessoires sont le sphène et l'apatite.

Vers le haut de la série on rencontre en abondance de la biotite et du grenat du type I, comme celui de la coupe du ruisseau d'Arcetti. Ce dernier minéral est parfois presque entièrement transformé en biotite.

- *LES METABASITES*.

Elles ont été observées entre le lieu-dit de la Casa de Cuccia et les Piani del Rosset. Ce sont des intercalations de quelques mètres d'épaisseur à peu près parallèles à la foliation dans les Gneiss minuti. Il s'agit d'actinolites à grenat, à grain très fin, de couleur vert sombre, avec très peu de feldspath. L'association est :

[actinote + clinozoïsite + zoïsite + grenat + albite + mica blanc + chlorite + biotite verte + sphène + minéral opaque]

L'actinote se présente zonée, avec un noyau incolore et une bordure bleu-vert. Comme dans les Gneiss minuti, le grenat est ante-tectonique.

Des affleurements, de composition identique, ont également été trouvés par POLINO (1974) et POLINO et DAL PIAZ (1978) aux environs du Lac Serrù.

- *DISCUSSION ET CONCLUSION SUR LE SOCLE DU GRAND PARADIS.*

Les Gneiss oeillés.

Ces gneiss, pour la plupart, du moins dans le terrain examiné ici, nous semblent des orthogneiss. Nous pouvons en déceler la paragenèse relique suivante :

[feldspath potassique + albite + quartz + biotite + (mica blanc ?)]

La paragenèse métamorphique alpine est :

[quartz + albite + mica blanc + chlorite + clinozoïsite + sphène + grenat + zircon + apatite]

Quant aux gneiss pauvres en feldspath potassique de la base de la coupe du ruisseau d'Arcetti, ils pourraient représenter un changement de faciès dans les orthogneiss, à moins qu'il s'agisse de zones différentiellement granitisées dans une masse migmatitique ?

Les Gneiss minuti et les métabasites.

Aussi bien la structure d'aspect sédimentaire des Gneiss minuti que la position de ces derniers en bordure de la coupole du Massif du Grand Paradis indiquent qu'il s'agit vraisemblablement d'une couverture postérieure au complexe granitique - migmatitique représenté par les Gneiss oeillés.

Pour AMSTUTZ (1955, 1962), les Gneiss minuti constituent une véritable couverture volcano-détritique post-orogénique hercynienne, probablement permo-carbonifère, transformée en Gneiss albitiques lors de l'orogenèse alpine.

D'après nos observations, l'appartenance du grenat I à la phase de métamorphisme alpine est à écarter, car il est antérieur à la foliation nettement alpine des Gneiss minuti*. De plus, il diffère sensiblement du gre-

* L'absence de ce type de grenat dans les Gneiss oeillés s'expliquerait par une composition non favorable à la formation de ce minéral.

nat d'origine alpine que l'on rencontre dans les Schistes lustrés qui surmontent le Massif du Grand Paradis. Nous devons, donc, rapporter ce grenat à une phase antealpine. Hormis ce grenat, nous n'avons pas trouvé de minéraux antérieurs à la paragenèse alpine suivante :

[albite + mica blanc + chlorite + quartz + actinote + grenat II + sphène + apatite]

Egalement pour COMPAGNONI et *al.*, (1974), la plupart des Gneiss minuti seraient polymétamorphiques (reliques d'une paragenèse pré-alpine de sillimanite + plagioclase + muscovite + biotite + grenat). Ils opposent, en fait, cette unité au complexe del Money, à minéraux exclusivement alpins et n'affleurant que très localement au S de Cogne (Val d'Aoste).

B- La couverture autochtone du Grand Paradis.

- *GENERALITES*.

La couverture du Grand Paradis apparaît dans des lambeaux discontinus coincés entre les Schistes lustrés ophiolitifères de la Zone de la Grivola et le socle paléozoïque de la bordure occidentale du Grand Paradis. C'est le Mésozoïque de la Grivola de AMSTUTZ (1962). Plus à l'E, la coupole du Grand Paradis est dépourvue de couverture mésozoïque sur des surfaces considérables, à l'exception de quelques affleurements isolés aux environs de Locana (ELTER, 1971). L'absence presque totale de couverture dans une position interne est interprétée d'une part comme la conséquence d'un décollement généralisé de cette couverture lors du charriage des Schistes lustrés (ELTER, 1971, 1972) et, d'autre part, comme des variations paléogéographiques latérales (AMSTUTZ, 1962).

Un âge triasique a été traditionnellement attribué à cette couverture (RAGUIN et HERMANN, 1930). En effet, elle a été observée récemment par BERTRAND (1966, 1968) dans la partie française du Massif du Grand Paradis, où elle présente une association "locale" de quartzites, de marbres chloriteux et de cargneules fort semblables à la couverture triasique briançonnaise. Cependant, pour cet auteur, la couverture du Grand Paradis pourrait comporter également un Lias et un Malm dans le secteur de la haute Maurienne. A part les traces de *Diploporidées* relevées par ELTER à l'arête du col du Drinc - Pointe de la Pierre (1971, p. 156), aucun autre fossile n'est connu.

De plus, cette couverture n'a pas été épargnée par la recristallisation du métamorphisme alpin, ainsi qu'en témoignent les déterminations radiométriques de CHOPIN et MALUSKI (1978) près de Bonneval.

Mais, c'est dans le faisceau de Cogne, en position tout à fait allochtone et emballée dans les Schistes lustrés, que cette couverture serait le mieux représentée (ELTER, 1971, 1972). En effet, la série du faisceau de Cogne comporte :

- 200 à 300m d'une séquence probablement triasique représentée par :
  - des quartzites sériciteux attribués au Trias inférieur ;
  - des cargneules et du gypse, des dolomies et des dolomies litées attribuées au Trias supérieur.
- Une quinzaine de mètres de calcaires spathiques à cachet rhétien.
- 150m d'une série monotone de calcaires cristallins sériciteux et pseudo-gréseux, et des calcschistes gréseux. Cette unité est dépourvue d'ophiolites et elle est fondamentalement différente des vrais Schistes lustrés, avec lesquels elle avait été confondue.

- *LES COUPES*.

Deux coupes de la couverture mésozoïque du Grand Paradis ont été levées pendant la présente étude, dans le versant oriental du Massif de la Pointe de la Galise - Pointe de Basei (photo 9) : l'une à la Rocca Bianca et l'autre à 2,5 km au N du Plan della Ballotta. La situation de ces deux coupes est indiquée dans le schéma de la photo 9. Le lecteur peut également se rapporter à la coupe du ruisseau d'Arcetti (figure 8).

Coupe de la Rocca Bianca (figure 9).

Dans cette coupe, deux ensembles différents ont été observés : un ensemble inférieur non tectonisé et un ensemble supérieur fortement tectonisé. On rencontre de bas en haut :

- 15m de calcaires dolomitiques sableux riches en mica blanc, finement lités.
- 10m de cargneules.

} Ensemble inférieur

——— contact tectonique (ϕ_1) ———

- 5m de Schistes lustrés.

——— contact tectonique (ϕ_2) ———

- une trentaine de mètres de cargneules, avec par endroits, des calcaires dolomitiques lités qui ont échappé à la cargneulisation.

——— contact tectonique (ϕ_3) ———

- 3m de quartzites sériciteux blancs.

} Ensemble supérieur

— contact tectonique majeur (ΦCH_{II}) : ——— charriage de la nappe des Schistes lustrés.

- 5 à 7m de serpentinites massives qui marquent la base de la Zone de la Grivola à Schistes lustrés ophiolitifères.

——— contact tectonique (ϕ_4) ———

- 20 à 30m de Schistes lustrés, en contact vers le haut avec une épaisse bande de prasinites.

La figure 10, illustre le détail de l'ensemble stratigraphique inférieur, non décollé du soubassement paléozoïque du Grand Paradis, avec une épaisseur totale mesurée de 18-20m.

FIGURE 10

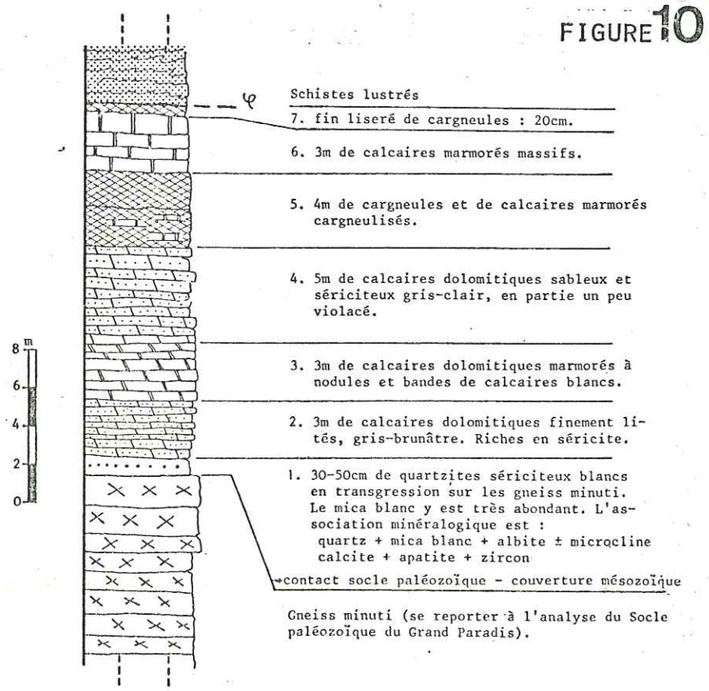
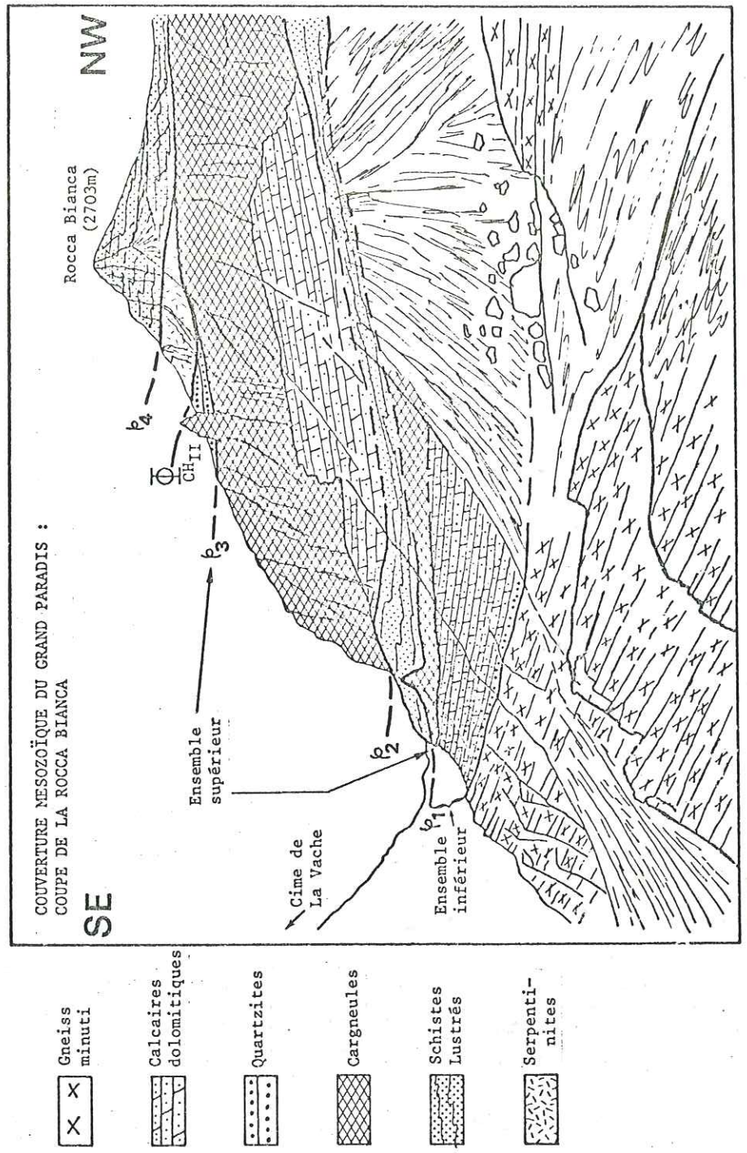


FIGURE 9



Coupe au N du Plan della Ballotta (figure 11).

Ici, on retrouve de bas en haut :

1. 20m de calcaires dolomitiques sableux et sériciteux bien lités sur les Gneiss minuti du socle Grand Paradis. Dans cette coupe, la lentille de quartzites rencontrée à la base de la coupe de la Rocca Bianca se situe quelques centimètres plus haut. A sa place, on retrouve les calcaires dolomitiques directement en transgression sur le socle. D'autres lentilles de quartzite semblables ont été observées, intercalées dans des calcaires dolomitiques, en nombre de deux ou trois dans le secteur des Piani del Rosset

——— contact tectonique (ϕ_1) ———

2. 2m de cargneules, qui passent graduellement à
3. 3-4m de dolomies sableuses brunes bien litées, avec au sommet une mince couche de quartzites sériciteux blancs.

———————— contact tectonique (ϕ_2) ————————

4. 4-5m de cargneules avec au sommet 1m de quartzites blancs sériciteux.

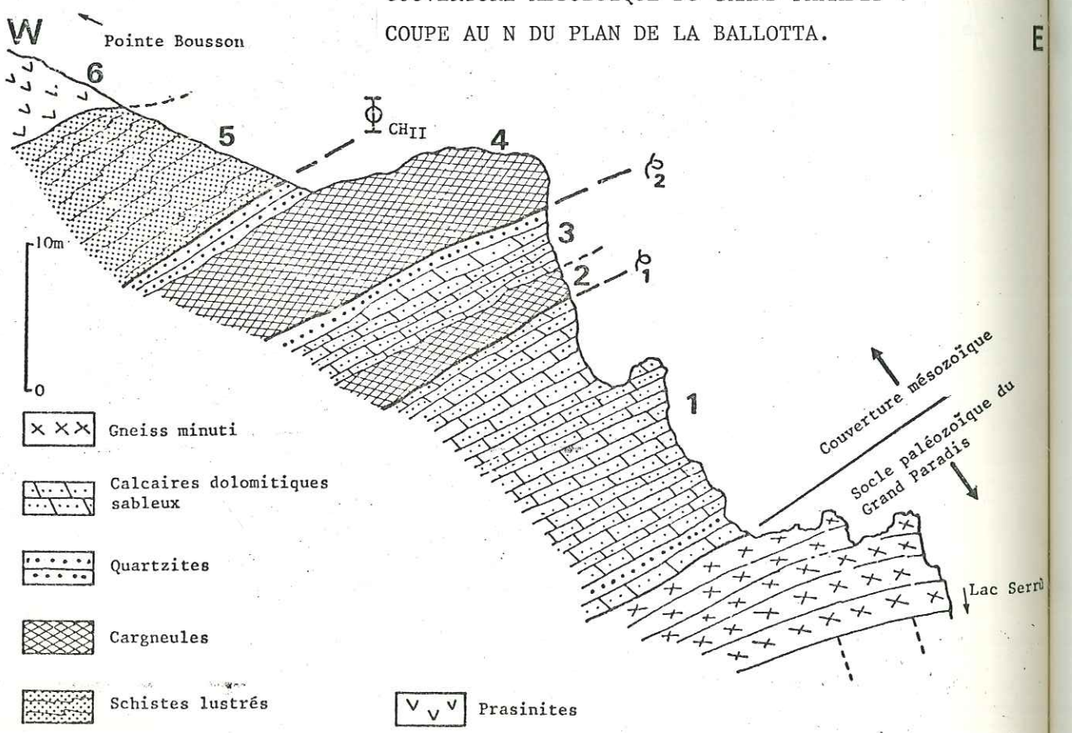
——— contact majeur (ΦCH_{II}) : charriage de la nappe ——— des Schistes lustrés.

5. Une bande de 5-10m de schistes lustrés.
6. Quelques mètres de prasinites intercalées dans les Schistes lustrés de la Zone de la Grivola.

Nous avons donc dans cette coupe, une vingtaine de mètres de couverture non décollée, équivalente à l'ensemble inférieur de la Coupe de la Rocca Bianca.

FIGURE 11

COUVERTURE MESOZOIQUE DU GRAND PARADIS : COUPE AU N DU PLAN DE LA BALLOTTA.



- *DISCUSSION ET CONCLUSION SUR LA COUVERTURE DU GRAND PARADIS.*

Les coupes levées, ainsi que d'autres observations effectuées entre le Col du Nivolet et les Piani del Rosset, montrent qu'il est possible de distinguer deux ensembles différents dans cette couverture :

- d'une part, un ensemble inférieur autochtone qui reste solidaire de son soubassement paléozoïque et qui n'atteint guère qu'une vingtaine de mètres, constitué de calcaires dolomitiques et de quelques niveaux de quartzites.

- d'autre part, un ensemble supérieur, décollé du socle, formant des écailles tectoniques laminaires et des digitations superposées entre lesquelles s'insèrent des lames tectoniques de la formation des Schistes lustrés.

Ces écailles et digitations constituent les restes désarticulés de la couverture mésozoïque du Grand Paradis, arrachés lors du passage de la nappe des Schistes lustrés ; il s'agit d'un phénomène de "*substitution de couverture*". Cela constitue, d'ailleurs, une preuve additionnelle de l'allochtonie des Schistes lustrés, tout au moins sur la partie externe de ce massif.

Du point de vue des faciès, les seuls termes susceptibles d'admettre des comparaisons sont ceux de l'ensemble inférieur, dont l'autochtonie est certaine. Ainsi, les faciès et la séquence stratigraphique examinés ici, rappellent, mais seulement rappellent ..., le Trias briançonnais.

On remarque tout d'abord, que les quartzites sont ici réduits uniquement à quelques lentilles centimétriques intercalées dans la série calcaréo-dolomitique.

D'autre part, contrairement à ce qu'on pourrait espérer, le microcline n'est pas un minéral détritique important dans ces quartzites. Est-ce que cela signifie que les apports provenaient d'une source différente de celle du Grand Paradis ? Ou bien, ce fait signifierait-il que l'érosion du Grand Paradis a été infime, lors du dépôt de la couverture mésozoïque et que, par conséquent, cette érosion n'aurait pas dépassé les Gneiss minuti, de composition albitique.

Nous retiendrons cette dernière hypothèse et nous ajouterons, d'ailleurs, que le seul élément détritique important observé dans les calcaires dolomitiques est le mica blanc.

Quant aux calcaires dolomitiques eux-mêmes, ils ressemblent à

certains faciès varvés que l'on rencontre dans l'Anisien briançonnais.

C'est le faisceau de Cogne qui, contrairement à cette mince couverture autochtone, offre le plus d'éléments de comparaison avec la Zone de Val d'Isère - Ambin. En effet, ce faisceau a été comparé, aussi bien du point de vue des faciès que du point de vue structural, avec notre faisceau du Prariond par ELTER (1972). Réellement, l'analogie des faciès des deux séries est frappante.

En particulier, la série de calcaires cristallins sériciteux et de calcschistes pseudo-gréseux du faisceau de Cogne est directement comparable avec le Lias prépiémontais du secteur de la présente étude. Egalement, du point de vue structural, le faisceau du Prariond apparaît, de façon analogue à l'unité de Cogne, dans une position chevauchante par rétrocharriage sur le Zone de la Grivola. Cependant, cette analogie structurale, due à des cisaillements tangentiels tardifs vers l'arrière, ne doit pas nous tromper, car la position structurale de départ de ces deux faisceaux est fondamentalement différente. Nous savons :

- d'une part que le faisceau du Prariond, tel qu'il est démontré dans cette étude (voir carte géologique), est lié à la Zone du Grand Saint-Bernard. Le caractère autochtone ou parautochtone de cette série par rapport au socle type Vanoise est indiscutable ;

- d'autre part, que le faisceau de Cogne, d'après la description d'ELTER (1972, p. 8), représente une série entièrement décollée de son soubassement primitif : effectivement, elle constitue des écailles allochtones à la base de la nappe des Schistes lustrés. L'ensemble étant charrié, à son tour, sur le Massif de Valsavaranche (équivalent de l'arrière de la Zone du Grand Saint-Bernard).

Par conséquent, l'unité de Cogne a été "*transportée*" en direction plus externe par la nappe des Schistes lustrés, jusqu'à une position semblable à celle du faisceau du Prariond. Ce dernier faisceau est donc seulement comparable du point de vue des faciès avec le faisceau de Cogne, mais non pas du point de vue structural ni d'ailleurs par sa position paléogéographique.

En outre, il est à remarquer qu'il y aurait un passage indiscutablement stratigraphique entre le Trias du faisceau de Cogne et les vrais Schistes lustrés ophiolitifères (ELTER, 1971, p. 156). Ce contact a été observé par cet auteur, dans les parties structuralement les plus élevées et

les plus internes de l'unité de Cogne (par conséquent, provenant d'une zone paléogéographique plus interne). Il s'agit donc d'un jalon très important qui marque la liaison entre la couverture interne du Grand Paradis et le domaine piémontais. Nous reviendrons sur ce problème à propos de l'évolution paléogéographique.

- UNITES ALLOCHTONES :

III- LE TRIAS EXOTIQUE.

Ce Trias exotique est formé de gypses et cargneules en masses allochtones qui flottent entre la nappe des Schistes lustrés et la couverture parautochtone de la série de Val d'Isère - Ambin. Il s'insère également entre la couverture parautochtone et le bloc-klippe de la combe du Pisset (nappe de la Grande Motte). De plus, ces masses allochtones s'interposent entre ce bloc-klippe et les Schistes lustrés (carte géologique). ELLENBERGER (1958) a fait référence à cette unité comme une véritable "*Nappe des Gypses*" (p. 412).

Sur le domaine étudié, des niveaux schisteux lenticulaires stratifiés dans les gypses et cargneules sont connus au N du Grand Pré, aux Tommeuses et sur les pentes NW des Pointes des Lorès. Ils contiennent des débris d'*Equisetum* sp. qui indiquent le Keuper (ELLENBERGER, 1958, p. 202).

Ailleurs en Vanoise on retrouve également ces gypses "*injectés*" en contacts tectoniques à l'intérieur des écailles de la couverture briançonnaise.

Nulle part, tout au moins dans les terrains examinés pendant notre étude, on n'observe une possible liaison entre ces gypses et le "*niveau gypsifère inférieur*". Il s'agit donc d'un deuxième niveau de gypses tout à fait indépendant du niveau werfénien. Cependant, dans la couverture de Vanoise, ce niveau n'a jamais été retrouvé dans une position stratigraphique normale.

Pour ELLENBERGER (1958, 1963), l'origine de ces gypses en Vanoise doit être recherchée vers l'E, quelque part dans le domaine piémontais. A cet égard, il est à remarquer la présence de gypses, signalée par ELTER (1972), dans le Trias de l'unité de Cogne mais la position stratigraphique ou structurale n'est pas précisée.

En pays briançonnais *sensu stricto*, il existe également des gypses

et cargneules allochtones contenant des lentilles de schistes et grès à *Equisetum mytharum* (LEMOINE et *al.*, 1952). Ici, ces gypses proviendraient vraisemblablement, par migration tectonique, d'un Trias supérieur situé dans le domaine briançonnais lui-même (RICOUR, 1962). Cette hypothèse est appuyée par l'apparition de gypses en position stratigraphique normale dans un complexe brèchique d'âge très probablement carnien (BARFETY et *al.*, 1970).

IV- LE BLOC-KLIPPE DE LA COMBE DU PISSET.

Ce bloc-klippe représente la Série ou Nappe de la Grande Motte dans notre secteur d'étude. Il occupe une position structurale tout à fait indépendante de la couverture de Val d'Isère - Ambin, sans qu'il y ait de passage ou transition de type stratigraphique. Les relations structurales avec la couverture type Val d'Isère - Ambin et les Schistes lustrés sont décrites plus loin dans le chapitre Tectonique.

La base de la séquence peut être observée dans le fond de la combe du Pisset où elle se présente affectée par des plissotements de moyenne et petite échelle . Il s'agit d'une série monotone de calcschistes gris à noir, par endroits très gréseux, alternant avec des schistes pélitiques. Cette série, qui atteint ici quelques 100 à 200m, présente une nette ressemblance de faciès avec la séquence du Lias prépiémontais de faisceau du Prariond.

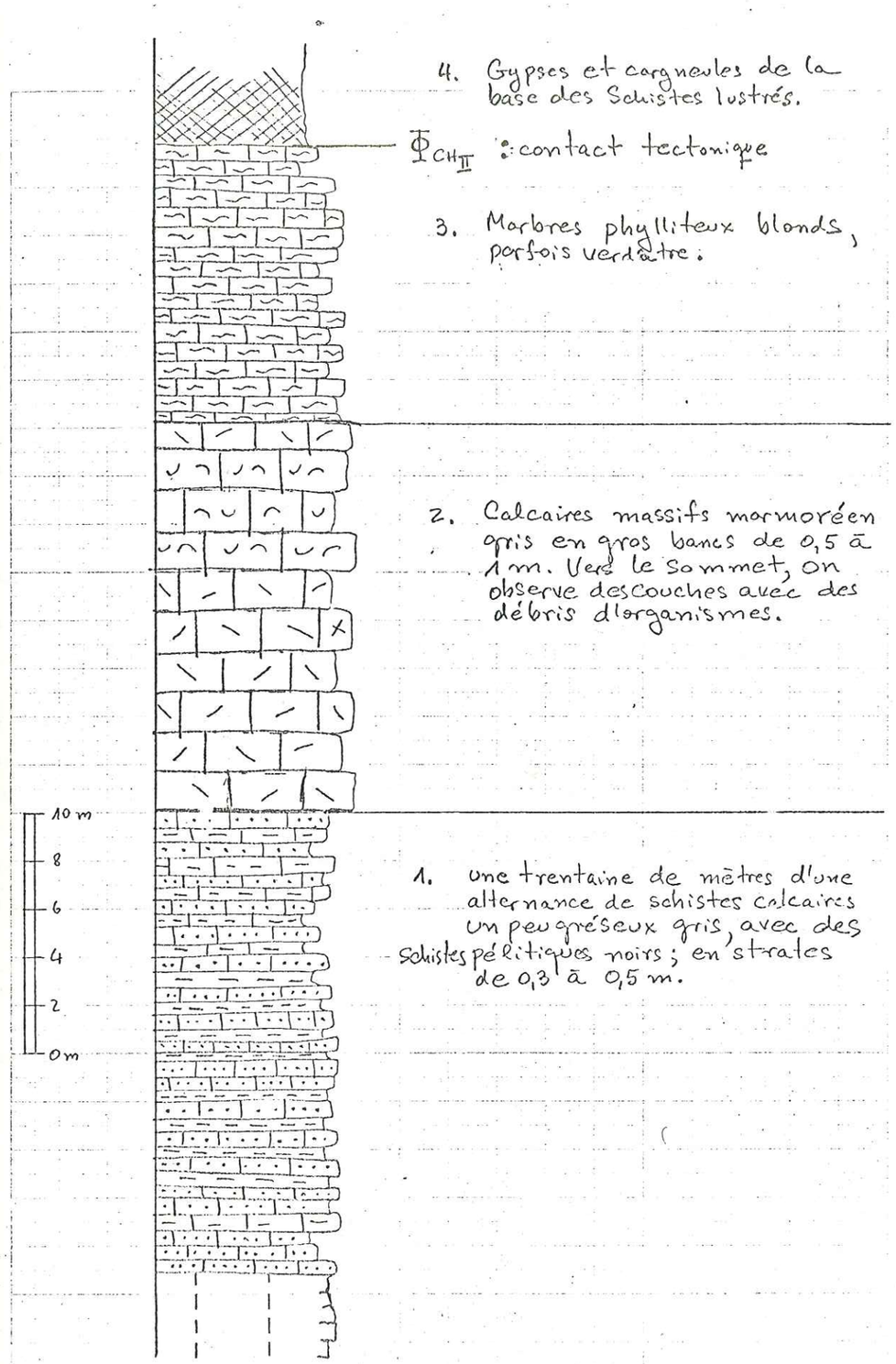
Quant au sommet de la série, il affleure à la Croix du Pisset où on observe la succession suivante en contact anormal sur les gypses et les cargneules du petit col qui sépare le Rocher de la Croix du Pisset et le Rocher du Mont Roup :

- l'ensemble 1 correspondant au sommet du Lias prépiémontais que l'on observe dans la combe du Pisset. Les cargneules et les gypses sur lesquels repose cet ensemble sont à leur tour, en contact tectonique sur les dolomies triasiques de la couverture type Val d'Isère - Ambin du Mont Roup;

- l'ensemble 2 attribué ici au Malm avec réserve, jusqu'à la détermination de la faune récoltée. En tous cas, il s'agirait d'un Malm à faciès gris très différent de celui que l'on rencontre dans la couverture de Val d'Isère - Ambin.

- l'ensemble 3 correspondant typiquement la formation des Marbres chloriteux, bien connue dans la couverture autochtone

FIGURE 12



V- LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES.

- *INTRODUCTION.*

Cette unité des Schistes lustrés piémontais constitue l'une des plus vastes unités paléogéographiques et structurales des Alpes occidentales : elle s'étend depuis les Alpes penniques jusqu'aux Alpes ligures. En outre, il s'agit d'une des unités les plus controversées quant à son origine et surtout à son âge (voir par exemple MICHARD, 1967, figure 2).

Le problème de l'âge des Schistes lustrés a été abordé par LEMOINE (1959), puis par MICHARD (1967). Un âge liasique est donné par les célèbres découvertes fossilifères de FRANCHI (1898) à la base des Schistes lustrés du Massif de Dora Maira.

De plus, l'existence d'un complexe marbres-radiolarites-ophiolites a été proposée comme traceur possible du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (ROUTHIER, 1944). A ce propos, tel que l'avait signalé LEMOINE en 1959, les études océanographiques indiquent qu'il n'y a pas une relation de cause à effet liant la présence de radiolarites à l'émission des roches vertes (voir la discussion très complète dans la thèse de MPODOZIS, 1977). De plus, on sait a priori que la sédimentation de n'importe quel sédiment devrait être d'âge très différent d'un point à l'autre du fond océanique en expansion. Cependant, le début de la production des sédiments siliceux dans la Téthys au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, de même que l'arrêt de cette production, semblent avoir été contrôlés par des conditions biologiques généralisées de caractère "*explosif*" (BERNOUILLI, 1972). De ce point de vue, l'argument de datation basé sur l'association marbres-radiolarites-ophiolites serait alors valable.

Ces niveaux radiolaritiques ont été retrouvés dans le faisceau de Cogne associés à une brèche à éléments de Trias et de Lias, à la base des Schistes lustrés ophiolitifères reposant sur les dolomies triasiques (ELTER, 1971, 1972).

Une colonne stratigraphique des Schistes lustrés et une étude pétrographique des roches vertes associées ont été proposées par NICOLAS (1966, 1967) dans le secteur entre Dora Maira et le Grand Paradis. L'étude de MICHEL (1953) comporte également de nombreuses observations pétrographiques sur la région de Bonneval, voisine vers le S avec le terrain étudié dans ce mémoire. Récemment, l'étude de CARON (1977) a mis au point la stratigraphie des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales. Ainsi, il a établi

l'existence de six types de séries lithostratigraphiques. Une étude structurale de détail de la base des Schistes lustrés dans la région de Bonneval est en préparation actuellement (ROBERT, à paraître). Enfin, un travail du Massif de la Sana et de la rive droite de l'Arc en amont de Termignon serait également en cours (BELON, 1974 ; *fide* CARON, 1977).

La nappe des Schistes lustrés affleure largement sur notre terrain. Néanmoins, l'étude détaillée de cette unité sort du cadre de ce mémoire; on se limitera seulement à une description sommaire des différents types lithologiques rencontrés. Quelques analyses chimiques de roches vertes sont également présentées de façon préliminaire.

L'examen de notre carte géologique, et celle du schéma structural, montre deux secteurs dans la nappe des Schistes lustrés :

- un secteur oriental : Zone de la Grivola, où les Schistes lustrés apparaissent interposés entre la couverture type Val d'Isère - Ambin rétrocharriée et le Massif du Grand Paradis ;
- un secteur occidental où les Schistes lustrés affleurent dans de vastes klippes sur l'ensemble socle type Vanoise - couverture mésozoïque de Val d'Isère - Ambin : Ce sont les klippes de la Grande Sassière et de la Sana. Cet ensemble sera appelé l'Unité des klippes.

La séparation entre ces deux secteurs est matérialisée par les contacts tectoniques en rétrocharriage II et III (voir schéma structural) qui correspondent en gros à la Digitation de l'Iseran.

Une hypothèse récente propose deux unités métamorphiques et structurales dans les Schistes lustrés des Alpes graies (CABY et *al.*, 1976, 1978) :

- d'une part, un édifice inférieur ou Zone de Zermatt-Saas Fee ;
- d'autre part, un édifice supérieur ou Zone Théodul-Rothorn (Zone du Combin).

Ces unités seraient également différentes d'un point de vue stratigraphique. Elles correspondraient respectivement à la Zone de la Grivola et à l'Unité des klippes de notre secteur d'étude (CABY et *al.*, à paraître, p. 6 du manuscrit). Ici, ces unités seront analysées d'un point de vue pétrographique général, sans préjuger sur leurs relations structurales qui sont discutées dans le chapitre Tectonique.

- *LES FACIES*.

Les calcschistes.

Ce sont les faciès prédominants dans la nappe des Schistes Lustrés ; ils se présentent avec les mêmes caractéristiques pétrographiques dans les unités distinguées.

Il s'agit de calcschistes gris plomb à noirs, très souvent à patine brun-roussâtre due à l'altération de la calcite.

L'association minéralogique d'un calcschiste banal est :

[calcite + quartz + albite + mica blanc + chlorite ± épidote]

Les minéraux accessoires sont :

[tourmaline ± sphène ± minéraux opaques]

Dans la haute vallée de Rhêmes, on a rencontré également du chloritoïde dans des faciès pélitiques et du grenat dans les calcschistes de la Zone de la Grivola, aux environs du contact avec le Grand Paradis.

Des variations autour de ce type de faciès peuvent également être rencontrés à n'importe quel niveau de la série, ainsi on trouve :

- des calcschistes riches en calcium qui constituent de vrais marbres phylliteux clairs, parfois faciles à confondre avec certains faciès de la formation des Marbres chloriteux appartenant à la couverture autochtone (exemple : les marbres phylliteux associés aux métacherts dans les environs du lac du Grapillon) ;
- des schistes pélitiques très noirs, un peu charbonneux ;
- des calcschistes très riches en phyllites sous forme de grosses paillettes de mica blanc qui donnent l'aspect "*lustré*" à cette formation ;
- des séricitoschistes et chloritoschistes, avec une proportion de calcite relativement faible ;
- des marbres schisteux gris qui ont parfois une ressemblance marquée avec le Lias prépiémontais.

Les métacherts.

On a observé ce type de roches associées à des marbres phylliteux blonds, au NW du lac du Grapillon dans la klippe de la Sana. Ici, ces cherts, de coloration verte et rouge très intense, ont une association de [quartz + mica blanc + chlorite] .

On a également observé des métacherts à l'arête W du Méan Martin. Dans la petite falaise du flanc S de cette arête on distingue, de bas en haut :

1. une vingtaine de mètres de prasinites à glaucophane dont l'association est :
   [albite + glaucophane + amphibole bleu-vert + épidote + chlorite + calcite + sphène ± quartz]
   Dans cet amas on observe également quelques ovardites.
2. Une lentille de 1-2m de chert blanc.
3. 2m de prasinites banales :
   [albite + actinote + épidote + chlorite + calcite + sphène + zircon]
4. 3m de métacherts de couleur gris-bleuâtre et à foliation très marquée par l'alternance de rubans centimétriques riches en glaucophane et de rubans vert-clair de séricite + chlorite. On rencontre aussi de la calcite, des minéraux opaques et de la tourmaline.
   On retrouve également une biotite verte qui pousse interstitiellement ou en bordure du mica blanc et du glaucophane.

Les deux localités avec métacherts appartiennent à l'Unité des klippes. Nous n'avons pas trouvé de faciès semblable dans l'Unité de la Grivola.

Les prasinites et les ovardites.

Ce sont les types de roches vertes les plus abondantes sur notre terrain de thèse. Quant à la nomenclature de ces roches, le lecteur peut se reporter à la révision de VALLET (1950). Elles sont sensiblement plus abondantes dans l'Unité de la Grivola. Néanmoins, il n'y a pas de différence quant au faciès entre les deux domaines des Schistes lustrés.

Les prasinites sont des roches à texture porphyroblastique ocellaire formées :

- d'un élément riche en Ca : amphibole, clinozoïsite-pistacite, parfois zoïsite. Dans notre secteur d'étude, l'amphibole peut être de l'actinote, du glaucophane ou de l'amphibole bleu-vert. Ces amphiboles peuvent coexister par suite de la séquence de cristallisation suivante, fréquemment observée :

glaucophane → amphibole bleu-vert → actinote

- d'un élément riche en Mg , la chlorite, parfois accompagnée d'une faible quantité de séricite ;
- d'un élément feldspathique , l'albite, en porphyroblastes ou ocelles ;
- d'un élément accessoire important, : sphène, formant des chapelets parallèles à la schistosité.

De cette association, le minéral le plus important est l'albite. L'amphibole, l'épidote et la chlorite se présentent en quantités à peu près égales dans une prasinite banale. Toutes les variations de composition dans une prasinite sont possibles, selon la prédominance d'un des minéraux colorés : prasinites épidotiques, prasinites glaucophanitiques, etc... . Elles peuvent contenir du grenat en quantités importantes, tel qu'on l'observe dans les Schistes lustrés de la Zone de la Grivola, au voisinage du Massif du Grand Paradis.

Les ovardites sont des roches constituées essentiellement de chlorite et d'albite, accompagnées de divers minéraux accessoires que l'on trouve dans les prasinites : clinozoïsite, amphibole et sphène. La texture porphyroblastique ocellaire est particulièrement marquée. Ces roches ne seraient que des prasinites riches en chlorites. Toutes les transitions entre les deux types de roches existent.

Les ovardites se présentent très souvent en bordure des amas de prasinites, en contact avec les calcschistes, ou dans de minces niveaux intercalés dans des calcschistes (figure 13). Une réaction entre la prasinite et les calcschistes encaissants est évidente sur le terrain. Le mécanisme de cette réaction est maintenant bien connu (NICOLAS, 1966, p. 113).

Les gabbros

Nous avons rencontré ce type de roches vertes à trois endroits différents dans l'Unité des klippes. RAGUIN (1930a) avait fait mention également d'une *"roche gneissique à pyroxène"* au col Rosetto, dans la Zone de la Grivola. Les trois localités sont :

- le point marqué 3005m sur le flanc SE de l'Aiguille de la Grande Sassière où les gabbros se présentent dans des liserets très tectonisés de quelques centimètres d'épaisseur (flaser-gabbros), associés à des bandes serpentinitiques et des prasinites.

- A quelques mètres du point marqué 3030m, aux environs du col de la Rocheure, on retrouve également une lame de flaser-gabbro de 1 à 2m d'épaisseur intercalée dans des calcschistes.

- L'affleurement de la Pointe du Charbonnier ; à cet endroit, les gabbros se présentent dans des faciès euphotides à très gros cristaux (photo 11), mais ils existent aussi en faciès à grains fins. Ils sont en association étroite avec des prasinites.

Comme association magmatique relique, ces gabbros présentent de grosses lamelles centimétriques parfois automorphes de pyroxène jaunâtre (augite ?) et de grandes plages de plagioclase à mâcles polysynthétiques.

Les minéraux métamorphiques sont : actinote, glaucophane, épidote, chlorite, plagioclase poïkiloblastique et mica blanc. Le glaucophane forme souvent une gaîne autour du pyroxène et se présente, à son tour, partiellement transformé en actinote. Il est donc instable et antérieur à la paragenèse :

[actinote + épidote + plagioclase + chlorite]

Les serpentinites.

Elles se présentent en masses et lambeaux très limités par rapport à la région de Bonneval (feuille géologique de Tignes ; RAGUIN et HERMANN, 1930). Nulle part on n'a observé de minéraux reliques.

Affleurements de la Zone de la Grivola.

- On a observé des lambeaux de serpentinites à la base de ces Schistes lustrés, en contact avec la couverture mésozoïque du Grand Paradis.

- A la Roccia del Nivolet, où elles se trouvent à l'intérieur des Schistes lustrés coincés, par suite des rétrocharriages, entre l'écaille de socle de la Roccia del Nivolet et la couverture mésozoïque du ruisseau d'Arcetti.

Sur la feuille de Tignes, des lambeaux de serpentinites sont marqués plus au N que ces dernières localités et à l'orient de la Pointe du Leynir.

Affleurements de l'Unité des klippes.

- On trouve un affleurement de serpentinites très accessible en bordure de la route de l'Iseran au point marqué 2689m (bord W de la route). Elles sont associées à des prasinites.

- Au col des Fours, à la Pointe des Fours et au vallon des Fours, les lambeaux de serpentinites sont fréquents et souvent soulignent les accidents en rétrocharriage.

- Dans l'arête W du Méan Martin, les serpentinites sont observables à la base de l'amas de prasinites décrit à propos des métacherts, sur la

falaise S de cette arête.

- Au lieu-dit du Cognon, plus précisément au point marqué 2002m sur la carte , dans les Schistes lustrés près du contact avec le Lias prépiémontais rétrocharrié.

- Sur le flanc S de l'Aiguille de la Grande Sassière. Ici, les serpentinites sont associées aux "*flaser-gabbros*" aux environs du point 3005m, sur l'arête SW.

- Dans de petits lambeaux à la base de la nappe dans l'extrême N de la klippe de la Sana, aux environs de la Pointe de Fresse.

Remarque : On a également trouvé un lambeau de serpentinites à l'intérieur des cargneules de la digitation de l'Iseran.

Les Gneiss albitiques.

Ces gneiss avait été déjà cartographiés par RAGUIN et HERMANN (1930) dans la feuille de Tignes où ils avaient été repérés au lieu-dit Rocher du Lechoir, dans notre secteur d'étude. Mais, c'est surtout feuille de Lanslebourg où ils occupent des extensions considérable (RAGUIN et HERMANN, 1931). L'examen de ces cartes indique toujours une association étroite avec les roches vertes. Ils se présentent particulièrement bien développés dans le Massif du Charbonnel; pour cette raison, ils ont été appelés "*Gneiss du Charbonnel*" par MICHEL (1953). RAGUIN (1929, 1930b) et HERMANN (1930) ont interprété ces gneiss comme d'hypothétiques lames anticlinales représentant la nappe de la Dent Blanche. Néanmoins, MICHEL (1953) a donné de solides arguments en faveur de leur appartenance série des Schistes lustrés.

Nous avons observé en détail les Gneiss du Charbonnel dans le secteur du Revers du Prariond et un peu en aval de la langue terminale du Glacier de Bassagne. Ces deux localités se situent dans l'Unité de la Grivola. Dans l'Unité des klippes, on trouve également des gneiss albitiques associés aux prasinites, mais ils sont moins abondants et moins typiques.

Les affleurements dans le secteur du Revers du Prariond.

- Les Gneiss albitiques du Rocher du Lechoir.

Au Rocher du Lechoir, l'association minéralogique des gneiss albitiques est :

[albite + mica blanc + chlorite + épidote ± quartz]

Accessoirement on retrouve du minéral opaque post-tectonique et en faible quantité. L'albite se présente en cristaux poëciloblastiques arrondis de grande taille, dans un assemblage microgranoblastique. Le mica blanc est plus abondant que la chlorite dans les gneiss albitiques typiques.

On peut observer également des prasinites ovarditiques ou à tendance ovarditique avec association de :

[albite + chlorite + épidote + amphibole bleu vert ± calcite ± quartz]

Les minéraux accessoires sont :

[sphène + apatite + minéraux opaques]

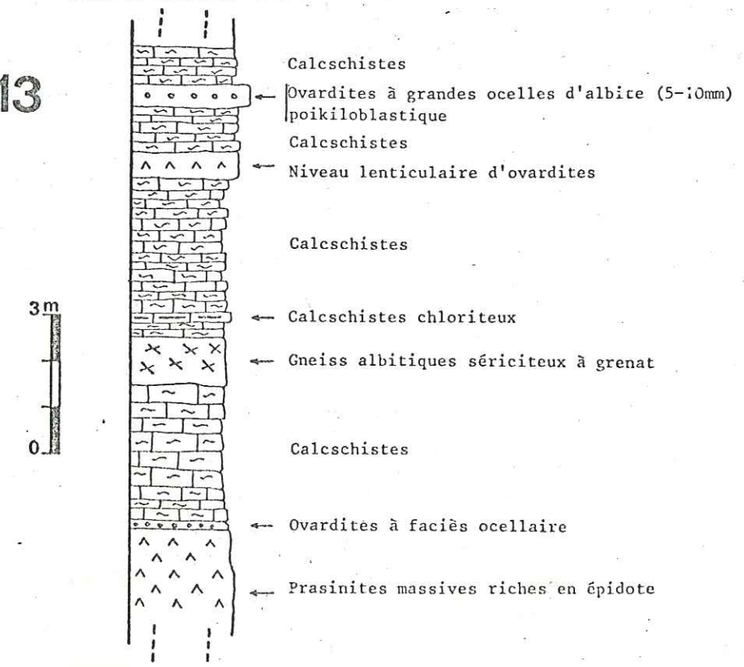
Tous les passages entre les gneiss albitiques et les faciès prasinitiques existent ici. NICOLAS (1967) avait également démontré une liaison étroite des gneiss avec les ovardites.

La coupe du ruisseau du Gros Caval (figure 13).

Cette petite coupe située à quelques mètres en rive gauche du ruisseau du Gros Caval, vers l'altitude 2500m, montre de bas en haut :

FIGURE 13

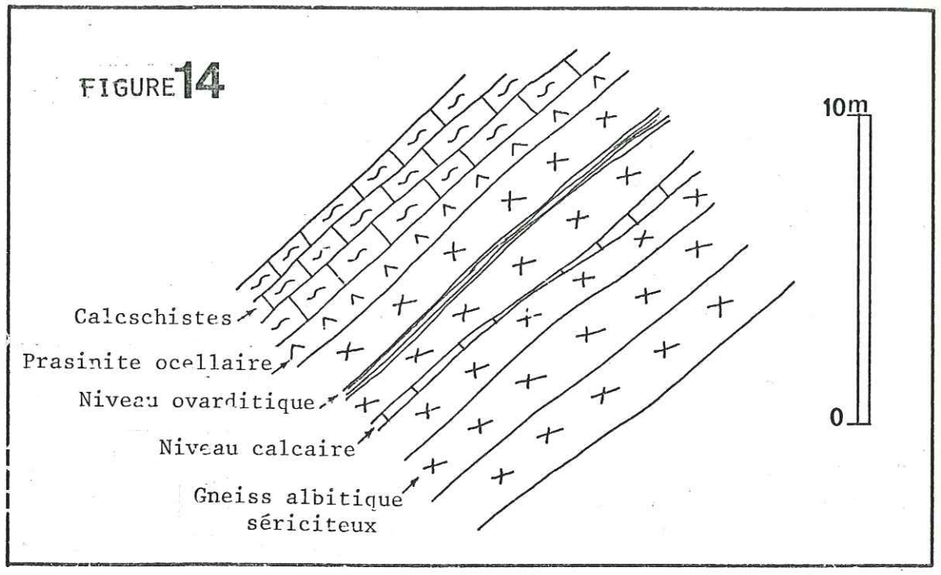
NIVEAUX DE GNEISS ET OVARDITES EN BORDURE D'UN AMAS DE PRASINITES : COUPE DU RUISSEAU DU GROS CAVAL .



L'affleurement du glacier de Bassagne (figure 14).

Dans la barre rocheuse, en rive gauche de la langue terminale du glacier de Bassagne, on observe le passage entre un gneiss albitique et une prasinite :

PASSAGE ENTRE DES PRASINITES ET UN AMAS DE GNEISS ALBITIQUES : PRES DU GLACIER DE BASSAGNE.



Analyses chimiques des prasinites.

On a effectué des analyses chimiques de sept prasinites (tableau I), choisies à l'intérieur de grands amas dans le but d'éviter les réactions possibles avec les Schistes lustrés encaissants. Les analyses 1 à 5 correspondent à des échantillons pris dans l'Unité de la Grivola tandis que les analyses 6 et 7 proviennent de l'Unité des klippes. Les types pétrographiques respectifs sont également indiqués dans le tableau I.

Un problème analogue à celui de l'origine des amphibolites se pose pour les prasinites des Schistes lustrés. En effet, pendant l'analyse pétrographique des prasinites et des gneiss albitiques, nous avons vu qu'il existait dans certains cas, toutes les transitions entre ces deux types pétrographiques. Parfois, la transition se fait seulement sur quelques centimètres et la roche montre un rubanement caractéristique (exemple : l'affleurement du Rocher du Lechoir).

Le problème de l'origine des amphibolites dans les terrains hautement métamorphiques a été posé depuis longtemps (LAPADU-HARGUES, 1953 ; EVANS et LEAKE, 1960). Deux origines possibles pour ce type de roches ont été envisagées ; il s'agit soit d'anciens basaltes (ortho-amphibolites), soit, par suite d'une convergence chimique pendant le métamorphisme, de la transformation de certaines roches sédimentaires associant les argiles aux carbonates (para-amphibolites). Un des arguments qui suggère une origine sédimentaire est précisément le rubanement observé dans certaines amphibolites (EVANS et LEAKE, 1960).

Divers critères chimiques ont été proposés pour éclaircir l'origine des amphibolites (LEAKE, 1964 ; VAN de KAMP, 1968). Les diagrammes de MOINE et de la ROCHE (1968) sont particulièrement intéressants. Pour ces auteurs, les seules roches susceptibles de donner des amphibolites, par convergence au cours du métamorphisme, seraient les grauwackes et les basaltes.

Nous avons projeté nos analyses dans le diagramme (Al + Fe + Ti) /3 - Na *vs.* (Al + Fe + Ti)/3-K de MOINE et de la ROCHE (figure 15). Toutes les analyses tombent dans le domaine des roches éruptives basiques. Seules les analyses 6 et 7 se placent à l'intersection entre ces roches et les grauwackes. Cela voudrait peut être signifier que ces roches ont subi des changement, dans la teneur des alcalis, d'origine post-ignés ; ce qui paraît se confirmer au moins pour une partie des analyses lorsqu'on les introduit dans le diagramme (Ca + Mg) *vs.* (Al + Fe + Ti), (figure 16), également dessiné par MOINE et de la ROCHE (1968). L'analyse 6 tombe bien à l'intérieur du domaine éruptif basique, de même que les analyses 1 et 3, qui, dans le diagramme de la figure 15, tombaient en bordure du champ. Cependant, l'analyse 7 se situe à l'extérieur du champ, ce qui s'explique par sa teneur en CaO très inférieure à celle des autres échantillons.

Dans le diagramme triaxial de CHURCH (1975), les échantillons 1 à 5 se situent à l'intérieur du domaine des basaltes (figure 17). Les échantillons 6 et 7 tombent en dehors du domaine basaltique et, de plus, l'on observe qu'ils ne se placent pas dans le domaine des andésites. En particulier, l'échantillon 7 reste à l'écart à cause de sa teneur élevée en Al_2O_3 et en alcalis. De même pour l'analyse 6, mais de façon moins accentuée. De plus, dans ces échantillons le rapport Na_2O/K_2O est très inférieur à celui des autres échantillons ($Na_2O/K_2O < 2$; figure 19). Ils ont tendance à se déplacer en direction des argiles (celles-ci ayant des rapports Na/K<1, voir figure 15).

TABLEAU I

ANALYSES DE PRASINITES DANS LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES.

n° d'échantillon	268H7	282H7	436H7	260H7	438H7	199H7	184H6
n° d'analyse	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	45.83	46.63	46.72	49.25	50.82	50.54	50.61
Al_2O_3	15.02	17.70	14.57	14.70	15.47	17.68	19.64
Fe_2O_3 total	11.33	8.43	11.31	10.81	9.48	9.87	9.71
MnO	0.16	0.13	0.14	0.11	0.15	0.10	0.12
MgO	6.85	4.28	4.17	6.54	7.42	5.24	2.68
CaO	8.81	15.22	9.85	11.85	7.61	6.10	5.27
Na_2O	5.02	1.75	4.98	3.59	4.01	3.34	4.86
K_2O	1.23	0.14	0.59	0.93	0.26	2.09	2.86
TiO_2	2.46	1.04	1.91	1.84	1.70	1.76	1.36
P.F.	3.42	4.80	4.55	0.15	2.72	3.10	2.93
TOTAL	100.13	100.12	98.78	99.17	99.64	99.82	100.04
FeO*/MgO	1.49	1.77	2.44	1.49	1.15	1.69	3.26
I.S.	29.41	31.10	20.93	31.46	36.70	26.80	14.00
I.M.	59.80	63.94	70.94	59.80	53.48	62.89	76.53

NORME C.I.P.W.

	Or	7.23	0.56	3.34	5.56	1.67	12.23	16.68
	Ab	17.82	14.67	25.15	19.91	34.06	28.30	33.01
	An	14.73	40.31	15.85	21.13	23.35	26.97	23.63
	Ne	13.35	-	9.09	5.68	-	-	4.26
	Wo	12.06	14.73	13.80	15.78	6.03	1.39	1.04
Di	FS	4.62	7.26	7.52	7.13	2.64	0.66	0.66
	En	6.90	7.20	6.20	8.20	4.20	0.70	0.40
Hy	FS	-	3.30	-	-	4.09	6.86	-
	En	-	3.40	-	-	8.70	6.80	-
Ol	Fa	5.10	-	3.47	5.51	2.04	4.08	7.55
	Fo	7.14	-	2.94	5.74	4.06	3.92	4.48
	Mt	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09
	Il	4.71	1.98	3.65	3.50	3.19	3.34	2.58
	I.D.	40.10	15.95	40.36	31.08	37.17	41.63	55.98
	I.C.	44.51	41.85	42.61	47.84	38.54	30.66	19.51

PARAMETRES DE NIGGLI

al	20.62	25.25	21.93	19.86	22.96	28.22	32.99
fm	44.13	31.06	37.88	41.52	46.22	41.60	32.48
c	22.02	39.48	26.99	29.24	20.54	17.78	16.07
alk	13.18	4.21	13.19	9.38	10.27	12.40	18.46
Si	107.15	112.77	119.48	113.24	127.95	137.36	144.27
ti	4.35	1.89	3.68	3.17	3.17	3.59	2.91
k	0.14	0.03	0.07	0.15	0.04	0.29	0.28
mg	0.54	0.50	0.42	0.54	0.61	0.51	0.35
Si	152.72	116.84	152.76	137.52	141.08	149.60	173.84
qz	-45.57	- 4.07	-33.28	-24.28	-13.13	-12.24	-29.57

P.F. = perte au feu

FeO^* = Fe_2O_3 total x 0,8998

I.S. = indice de solidification = MgO x 100/FeO^* + MgO + Na_2O + K_2O

I.M. = FeO^* x 100/FeO^* + MgO

I.D. = indice de différenciation normatif = Qz + Or + Ab + Ne + Le + Ka

I.C. = indice de couleur normatif = Di + Hy + Ol + Mt + Il + Hm

268H7 1 = prasinite à glaucophane. Sur les Barmes } Unités de la Grivola

282H7 2 = prasinite épidotique. Col de la Vache

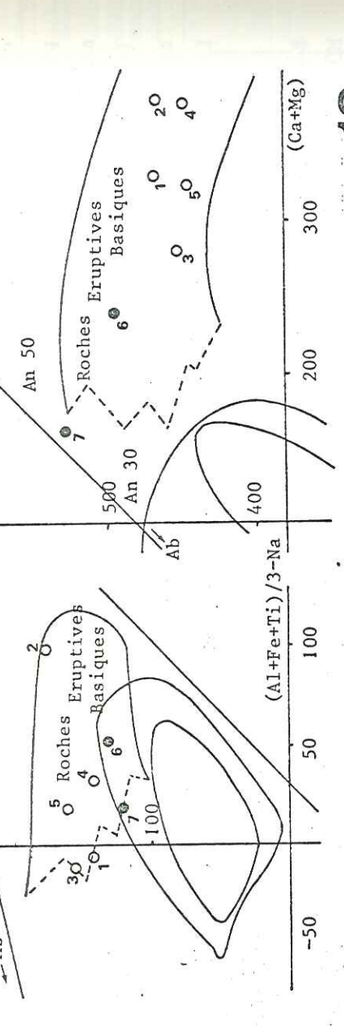
436H7 3 = prasinite à amphibole bleu-vert. Ruisseau des Loses

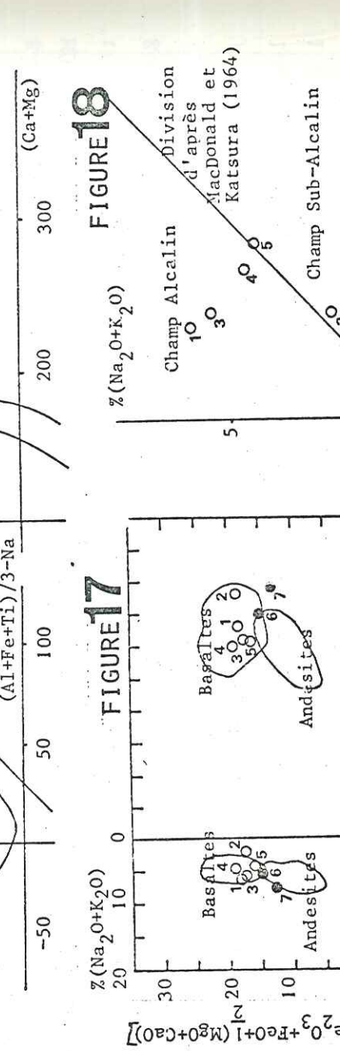
260H7 4 = prasinite à glaucophane. Tête du Bouc

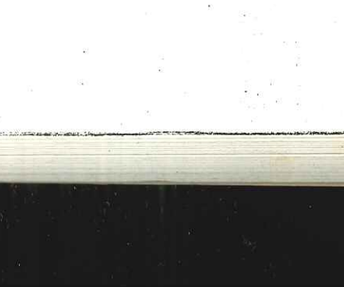
438H7 5 = prasinite à actinote. Sous les Barmes

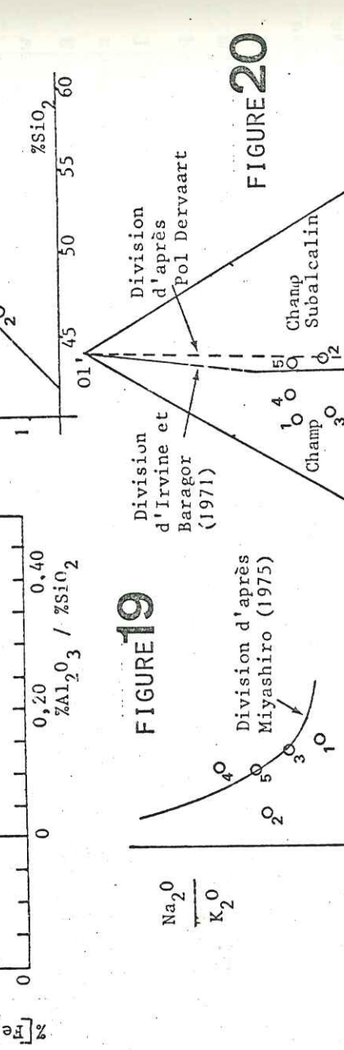
199H7 6 = prasinite séricitique. Grande Sassière } Unités des klippes

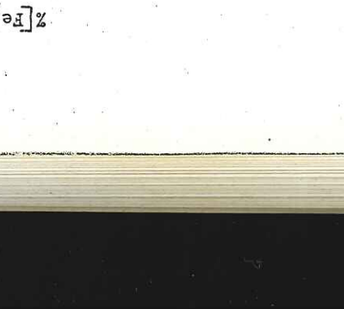
184H6 7 = prasinite épidotique à séricite. SW de la Pointe des Fours











Enfin, le diagramme Ne - Di - Ol - Hy - Q (figure 21) montre que les échantillons 6 et 7 sont toujours à l'écart des autres analyses. Nous pouvons donc conclure que les échantillons 6 et 7 dérivent probablement de matériaux volcano-sédimentaires; ceci serait confirmé par la quantité relativement importante de séricite observée dans les deux échantillons alors que les échantillons 1 à 5 sont des métabasaltes *sensu stricto*.

Le diagramme SiO_2 *vs.* ($Na_2O + K_2O$) s'avère très pratique pour séparer les séries alcalines et les séries non alcalines (tholeïtiques et calcoalcalines) des roches volcaniques cenozoïques fraîches (MACDONALD et KATSURA, 1964 ; KUNO, 1969 ; SCHWARZER et ROGERS, 1974). Néanmoins, l'application de ce type de diagramme aux roches altérées, en particulier aux roches volcaniques récupérées des fonds océaniques ainsi qu'aux roches métamorphiques, est actuellement mise en question. Par conséquent, de nouvelles méthodes de séparation sont recherchées maintenant (FLOYD et WINCHESTER, 1975 ; WINCHESTER et FLOYD, 1976).

L'utilisation de ce type de diagramme doit donc se faire avec précaution. Pour tester une éventuelle migration de Na et K, nous avons utilisé le diagramme Na_2O/K_2O *vs.* ($Na_2O + K_2O$) proposé par MIYASHIRO (1975). Dans ce diagramme (figure 19), les échantillons 4 et 5 tombent dans le champ des roches qui ont subi une altération de la teneur en alcalis par météorisation et/ou par métamorphisme. Il est également à remarquer que ce sont précisément les analyses 4 et 5 qui montrent des pertes au feu (P.F.) les plus réduites.

A cet égard, il est connu qu'une basse teneur en P.F. est employée normalement comme critère de confiance dans les roches volcaniques cénozoïques (voir par exemple la discussion d'IRVINE et BARAGAR, 1971). Dans le cas des roches métamorphiques, ce critère peut rendre compte seulement de l'altération météorique actuelle des roches*, mais il ne donne aucune information des processus subis pendant et avant le métamorphisme. C'est exactement le cas des échantillons 4 et 5 que nous devons alors considérer avec prudence.

Cette remarque faite, nous dirons que les métabasites analysées ici auraient une tendance à se concentrer dans le champ alcalin du diagramme

---

* Dans nos roches 4 et 5, une basse teneur en P.F. indique par exemple que la séricite observée au microscope est exclusivement d'origine métamorphique et qu'elle n'est pas le résultat d'une altération actuelle.

SiO_2 *vs.* ($Na_2O + K_2O$) (figure 18). Le diagramme Ne' - Q' - Ol' (figure 20) montre également que nos échantillons ont tendance à se concentrer à gauche de la projection du "*plan critique de saturation de la silice*". Les échantillons 2 et 5 seraient plutôt de caractère intermédiaire. Il est à remarquer d'ailleurs que, si les analyses 6 et 7 n'étaient pas séparées préalablement grâce aux diagrammes de MOINE et de la ROCHE (figures 15 et 16), ils tomberaient dans le champ alcalin. Le diagramme Ne - Di - Ol - Hy - Q renforce encore plus les différences entre les échantillons 1, 3 et 4 (à néphéline normative) et les échantillons 2 et 5 ; en particulier, il est à remarquer la présence de quartz normatif dans l'analyse 2.

Néanmoins et pour conclure il n'est pas convenable de pousser la classification de ces roches jusqu'à préciser les différents types pétrographiques, étant donné que nulle part on a observé de traces de textures volcaniques dans les prasinites.

- *CONCLUSIONS SUR LES SCHISTES LUSTRES.*

Conclusions d'ordre général.

- Les prasinites examinées ici ont une composition chimique assez homogène dans l'ensemble : elles correspondent à des basaltes à tendance alcaline ou intermédiaire. Les ovardites ne seraient que des variations des prasinites, par suite de réactions avec les roches encaissantes pendant le métamorphisme.

- Les gneiss albitiques se présentent étroitement associés aux amas prasinitiques et correspondraient à des roches volcano-sédimentaires de type "tufs" en liaison avec la même activité volcanique qui a mis en place les prasinites. Les prasinites séricitiques des analyses 6 et 7 (tableau I) seraient constitués de matériaux volcano-sédimentaires à caractéristiques pétrographiques et chimiques intermédiaires entre des gneiss albitiques et des prasinites.

Enfin, ces épanchements volcaniques seraient associés parfois à une sédimentation siliceuse caractérisée par le dépôt de cherts.

- Les gabbros et serpentinites sont également en association étroite avec les prasinites mais ils ne montrent pas de relations "*stratigraphiques*" systématiques. Cet ensemble pourrait représenter des éléments d'un complexe ophiolitique extrêmement démembré par la tectonique et transformé par le métamorphisme alpin (FUDRAL et *al.*, 1978).

Nous placerons ces ophiolites dans les "*non séquence type ophiolite*" de MIYASHIRO (1973, p. 94-95) ; c'est-à-dire, des ophiolites qui ne montrent pas le cortège classique roches ultramafiques → gabbros → basaltes.

- Quant aux Schistes lustrés, il s'agirait probablement à l'origine de dépôts calcaréo-argileux formant un fond sédimentaire de mer marginale tantôt en croûte océanique tantôt à croûte de type continental (ELTER, 1971).

Comparaison entre l'Unité de la Grivola et l'Unité des klippes.

En ce qui concerne les calcschistes et les roches du même groupe, il ne semble pas y avoir de différences importantes entre l'Unité de la Grivola et l'Unité des klippes. Par contre, les roches de type métachert ont été trouvées exclusivement dans l'Unité des klippes et les "*roches vertes*" (prasinite + gneiss albitiques + gabbros + serpentinites) en général sont nettement plus abondantes dans l'Unité de la Grivola que dans l'Unité des klippes. Néanmoins, en ce qui concerne les divers types pétrographiques nous n'avons pas trouvé de différences fondamentales :

- les serpentinites se présentent dans les deux unités en petits lambeaux d'importance comparable. Elles soulignent toujours des contacts tectoniques ;

- les gabbros affleurent dans les deux unités, étant mieux conservés dans l'Unité des klippes ;

- les prasinites sont représentées dans les deux unités avec des caractéristiques pétrographiques identiques. Il est vrai que du point de vue chimique nous avons trouvé des différences entre les prasinites de l'Unité de la Grivola (analyses 1 à 5 ; figures 15, 16, 17, 19 et 21) et celles de l'Unité des klippes (analyses 6 et 7). Néanmoins, cette différence nous semble liée au mode d'échantillonnage plutôt qu'à une différence réelle dans la nature chimique des métabasites ;

- les gneiss albitiques sont plus abondants dans l'Unité de la Grivola, ce qui confirme d'ailleurs leur liaison avec les prasinites. Cependant ils affleurent également dans l'Unité des klippes.

Nous pouvons conclure alors, que du point de vue pétrographique, les seules différences entre l'Unité de la Grivola et l'Unité des klippes sont :

- la présence de métacherts dans l'Unité des klippes ;

- l'abondance des "*roches vertes*" dans l'Unité de la Grivola.

CONCLUSIONS GENERALES SUR LA STRATIGRAPHIE.

UNITES AUTOCHTONES OU PARAUTOCHTONES.

Dans ce chapitre nous avons étudié la stratigraphie des unités autochtones ou parautochtones suivantes :

- La Zone interne du Grand Saint-Bernard, dans laquelle nous avons reconnu la couverture de Val d'Isère - Ambin reposant sur le socle type Vanoise.

- Le Massif paléozoïque du Grand Paradis et sa couverture mésozoïque.

- *LA ZONE INTERNE DU GRAND SAINT-BERNARD.*

Le socle de type Vanoise est représenté dans notre secteur d'étude par des schistes cristallins riches en feldspath (anciennes arkoses), passant graduellement par endroits à des faciès riches en phyllites (anciennes pélites).

Quant à la couverture de Val d'Isère - Ambin nous avons distingué trois grands ensembles stratigraphiques :

- Une épaisse unité carbonatée triasique : de plus de 800m, qui se développe de l'Anisien au Norien.

- Puis, une unité carbonatée extrêmement condensée par rapport aux deux ensembles antérieurs : elle n'atteint qu'une centaine de mètres au total : cette unité inclut :

  . Un Lias inférieur à caractère néritique ;
  . Un Lias moyen à supérieur : Lias prépiémontais, déposé dans une "*ambiance bathyale*".
  . Un Malm condensé.
  . Un Crétacé supérieur - Eocène pélagique, fait des Marbres chloriteux et des Schistes de Pralognan.

Les deux premières unités constituent l'ossature stratigraphique et morphologique fondamentale de la couverture de Val d'Isère - Ambin. Ces unités se sont déposées dans une ambiance de plateforme stable à faible et constante subsidence.

Tout au contraire, le troisième ensemble caractérise l'instabilité du bassin dans lequel se déposaient des sédiments appartenant à des profondeurs et à des ambiances très différentes.

Deux lacunes de sédimentation importantes ont été reconnues :
- l'une correspond au Dogger ;
- l'autre comprend tout le Crétacé inférieur.

La première lacune, marquée par l'absence du Dogger, serait précédée par une érosion aérienne au Lias supérieur. Au cours de la période responsable de la deuxième lacune, il y aurait eu également une érosion aérienne très importante qui a mis à jour le socle. L'âge précis de cette érosion n'est pas connu, mais les croûtes métalliques à la base des Marbres chloriteux indiquent que l'arrêt de sédimentation se serait également effectué en partie dans des conditions subaquatiques.

De plus, dans ce domaine paléographique particulier, l'érosion ne se manifeste pas seulement par des lacunes de sédimentation à certains moments de l'histoire du bassin mais aussi par la présence de brèches.

- au Trias supérieur ;
- au Lias moyen-supérieur ;
- au Crétacé supérieur.

Il s'agit, en fait, de brèches dont la provenance est très locale ; aucun galet n'a une origine exotique par rapport aux différents terrains encaissants étudiés dans notre secteur, les éléments bréchiques très anguleux n'ont pas subi de transports importants. Cette vigoureuse érosion et la sédimentation très rapide et chaotique de ces brèches peuvent être dues à la présence de talus sous-marins escarpés, accidentés de failles et de flexures. Une intense activité sismique contemporaine expliquerait l'écroulement en masses de matériaux en milieu aqueux. Ainsi, la couverture de Val d'Isère - Ambin correspond à la bordure interne du domaine briançonnais, caractérisée par des érosions importantes, des hiatus de sédimentation, des dépôts de brèches et, enfin, par l'apparition d'un Lias à cachet plus interne dit "*Lias prépiémontais*".

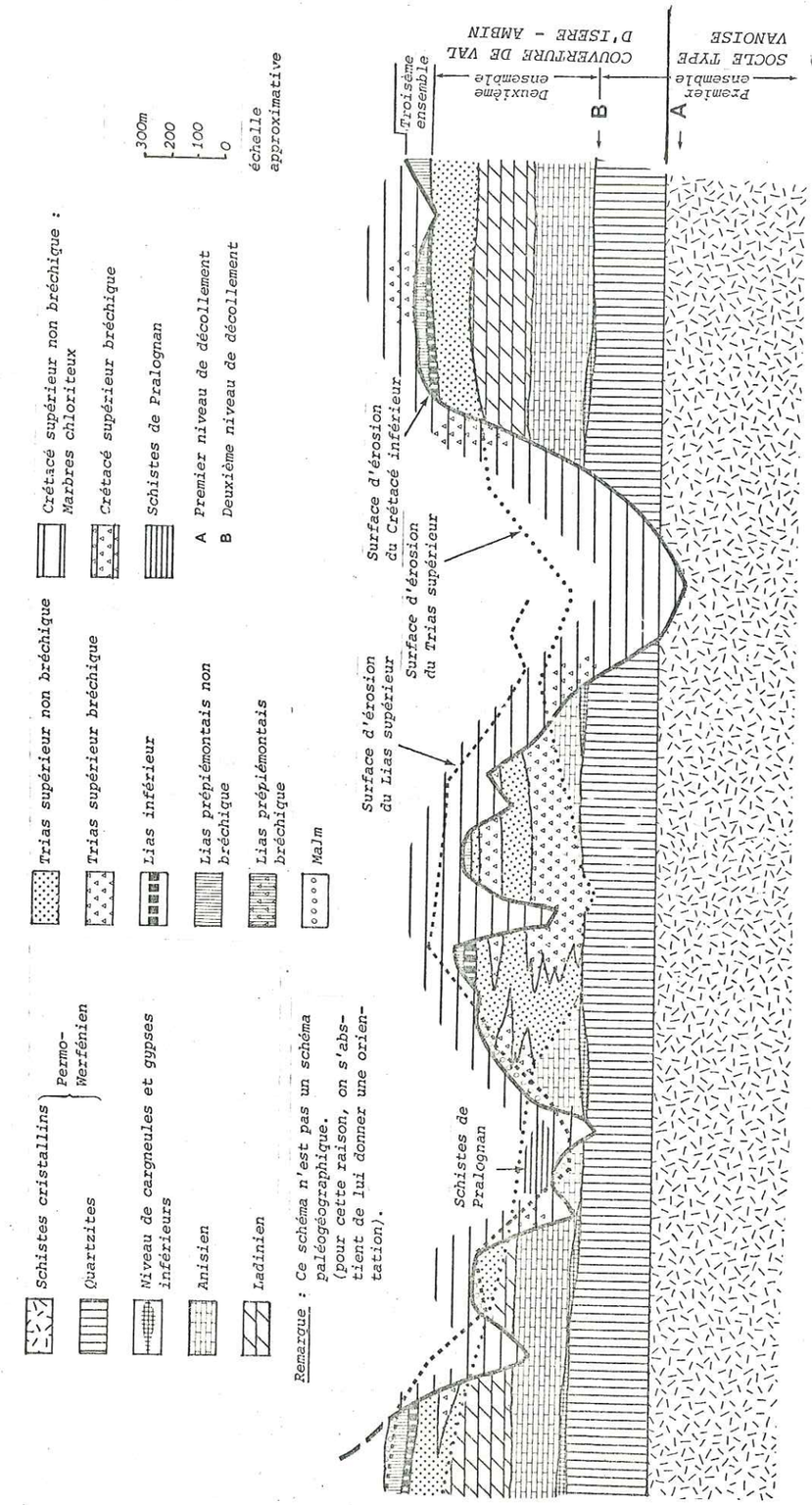
Dans la figure 22, on illustre schématiquement les relations stratigraphiques entre les différentes formations de la Zone interne du Grand Saint-Bernard.

- *LE MASSIF DU GRAND PARADIS*.

Dans le secteur examiné, le socle du Grand Paradis est formé principalement de gneiss oeillés, dérivant d'anciens granites. Sur ces gneiss

FIGURE 22

SCHEMA DES RELATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE LES DIFFERENTES FORMATIONS DE LA ZONE INTERNE DU GRAND SAINT-BERNARD (SOCLE TYPE VANOISE + COUVERTURE DE VAL D'ISERE - AMBIN).



oeillés on a observé la formation des Gneiss minuti qui probablement représente une ancienne couverture fini-hercynienne (maintenant polymétamorphique).

En ce qui concerne la couverture mésozoïque du Grand Paradis, nous n'avons reconnu qu'une vingtaine de mètres d'une séquence carbonatée non décollée d'âge probablement triasique. On observe également des restes de cette couverture sous forme d'écailles laminaires tout à fait allochtones à la base des Schistes lustrés (particulièrement bien représenté au faisceau de Cogne).

UNITES ALLOCHTONES.

Deux unités allochtones à caractère de nappes ont été reconnues :

- Le bloc-klippe de la combe du Pisset (appartenant à la nappe de la Grande Motte) . il se caractérise par un Lias prépiémontais épais inclus dans une série par ailleurs briançonnaise. Cette unité proviendrait d'une zone paléogéographique plus interne que la zone de Val d'Isère - Ambin et, d'autre part, plus externe que le faisceau de Cogne.

- Les Schistes lustrés, avec leur semelle basale de gypses et cargneules d'origine problématique. Deux unités structurales peuvent être distinguées dans ces Schistes lustrés à l'échelle de notre secteur de thèse :

. L'Unité de la Grivola, en position interne ;

. L'Unité des klippes, en position plus externe.

Cette étude montre qu'il n'y a pas de différences lithologiques significatives entre les deux unités, exception faite de l'abondance des roches vertes dans l'Unité de la Grivola.

COMPARAISON ENTRE LA COUVERTURE DE TYPE VAL D'ISERE - AMBIN ET LES UNITES PLUS INTERNES.

La figure 23 présente un essai de corrélation entre la série de type Val d'Isère - Ambin et les unités mésozoïques plus internes (de l'extérieur vers l'intérieur : bloc-klippe de la combe du Pisset et nappe de la Grande Motte, couverture autochtone du Grand Paradis, faisceau de Cogne). Il s'agit d'une reconstitution paléogéographique au niveau du Trias supérieur et Lias, les seuls termes susceptibles d'admettre une comparaison. On remarquera particulièrement la ressemblance qui existe entre le Lias du faisceau de Cogne et celui de notre faisceau du Prariond.

Il est également remarquable que, d'une part, la couverture de Val

d'Isère - Ambin contient des galets provenants exclusivement du socle type Vanoise et que, d'autre part, la couverture du Massif du Grand Paradis ne contient que des éléments détritiques de son socle. Il n'y a pas d'apports mutuels entre les deux massifs malgré leur proximité actuelle. Cela confirme l'idée que les apports détritiques dans les brèches du domaine de Val d'Isère - Ambin sont très locaux.

CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES DES SERIES SEDIMENTAIRES DE LA COUVERTURE TYPE VAL D'ISERE - AMBIN ET TECTONIQUE.

Il est possible de localiser deux niveaux "*savons*", favorables aux décollements (figure 22) dans la Zone Val d'Isere-Ambin:

- Niveau A : il est situé dans les Schistes sériciteux du Permo-Werfénien et il peut entraîner la désolidarisation des quartzites werféniens sur le socle.

- Niveau B : matérialisé par le "*niveau de gypses et cargneules inférieur*", il est responsable du décollement de la série calcaire sur l'ensemble siliceux inférieur.

CHAPITRE III

TECTONIQUE

DEFINITIONS.

NOTATION ET REPRESENTATION DES ELEMENTS STRUCTURAUX.

Les différentes directions ou azimuts d'axes, de couches, de schistosité, etc..., seront énoncées par rapport au N géographique et toujours suivant une demi-circonférence graduée de 0° à 180° vers l'E à partir de la direction N (N zéro). Les pendages et plongements sont mesurés de 0° à 90° et sont suivis de l'orientation de leur inclinaison. Par exemple :

- un plan de direction NE-SW de pendage 10° vers le NW sera noté : $S_{0,1,2 \ldots n}$ = 45/10NW.

- un axe de pli E-W plongeant 15° vers l'W sera noté : $b_{1,2,3 \ldots n}$ = 90/15W.

Le type de stéréogramme utilisé ici pour la projection des éléments structuraux est le canevas de Schmidt (ou isoaire). La projection se fera toujours sur l'hémisphère inférieur.

ECHELLE D'OBSERVATION DE PLIS.

La taille des plis est indiquée par la distance existant entre les points d'inflexion des flancs, quand ces repères sont visibles. Dans le cas contraire, elle a été estimée au vu de la partie du pli visible. Nous définirons ici trois domaines d'observation :

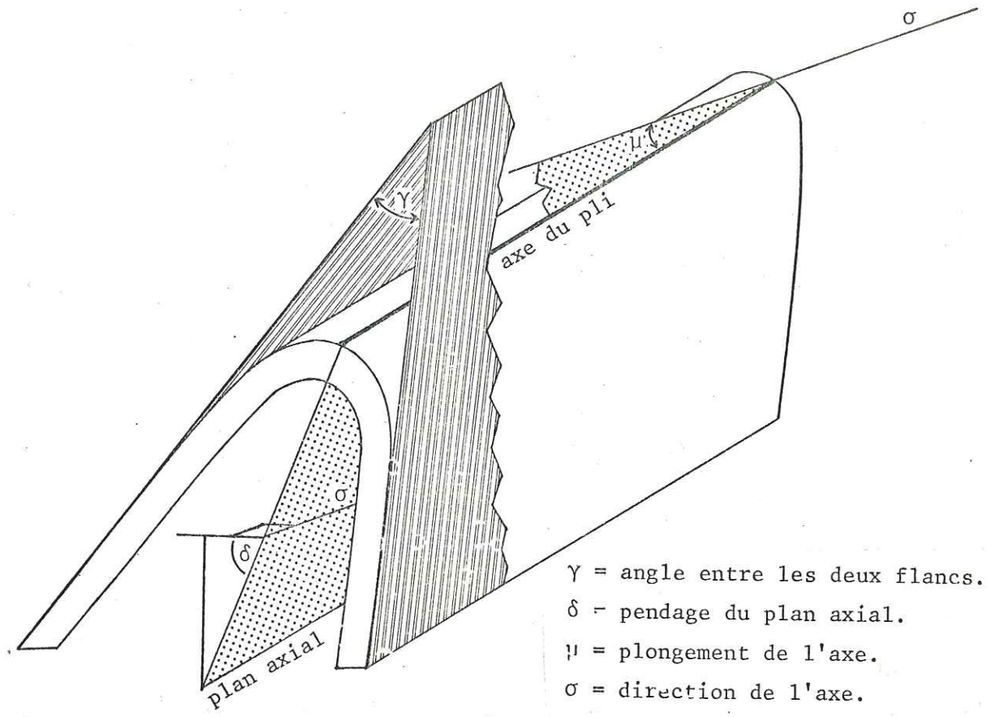
- grande échelle : plis kilométriques - hectométriques.
- échelle moyenne : plis décamétriques - métriques.
- petite échelle : < métriques.

CLASSIFICATION DES PLIS.

Pour la description des plis, il est nécessaire d'avoir une classification d'utilisation facile sur le terrain, et surtout dégagée d'implications genétiques. On avait à notre disposition la classification plus ou moins connue de FLEUTY (1964) qui sera utilisée pour les plis à grande échelle (figure 24, tableau II).

FIGURE 24

Classification de plis de FLEUTY (1964).



γ = angle entre les deux flancs.
δ = pendage du plan axial.
μ = plongement de l'axe.
σ = direction de l'axe.

Cette classification est très pratique à utiliser. Elle prend en considération aussi bien la géométrie des plis à travers la mesure de l'angle dièdre entre les deux flancs que leur position dans l'espace (définie par le plongement de l'axe du pli et par le pendage du plan axial) :

TABLEAU II : classification de FLEURY (1964).

angle entre les deux flancs (γ)	Nom du pli
180° - 120°	très ouvert
120° - 70°	ouvert
70° - 30°	fermé
30° - 0°	étroit
flancs parallèles	isoclinal
pendage du plan axial (δ)	**Nom du pli**
0°	pli couché
1° - 10°	sub-horizontal
10° - 30°	pli peu penté
30° - 60°	pli modérément penté
60° - 80°	pli raide
80° - 89°	subvertical
90°	vertical
plongement de l'axe (μ)	**Nom du pli**
0°	pli à axe horizontal
1° - 10°	subvertical ~~subhorizontal~~
10° - 30°	pli à axe peu plongeant
30° - 60°	pli à axe plongeant modérément
60° - 80°	pli à axe plongeant fortement
80° - 89°	subvertical) pli à axe
90°	vertical) vertical

On ajoutera sur ces données, la direction de l'axe du pli σ (figure 24).

Nous poserons par exemple : un pli X qui a un angle dièdre de 35°, dont le pendage du plan axial est de 25° à l'W et qui a un axe de direction 30° et plongeant 15° vers le S, on le notera :

pli X : fermé (γ = 35), peu penté (δ = 20 W) et à axe plongeant peu (μ = 15 S, σ = 30).

Cette classification ne favorise pas une description détaillée de la morphologie de la charnière, car, avec le même angle dièdre entre les deux flancs d'un pli, il peut y avoir plusieurs possibilités pour la forme de la charnière. De plus, elle ne prend pas en considération les plis à tête plongeante. Ces ambiguités seront évitées par une description plus complète dans le texte.

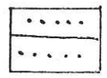
NUMEROTAGE DES ELEMENTS STRUCTURAUX.

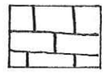
Pour faciliter l'analyse structurale, les différents éléments méga-structuraux seront numérotés sur la carte structurale annexe et sur le texte comme suit:figures insérées dans le texte comme suit :

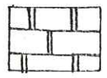
- les plis, avec des numéros latins.
- les failles inverses et surfaces de charriage : avec des numéros romains.

Le numéro de chaque structure sera entouré d'une parenthèse carrée.
Exemple : synclinal du Rocher du Franchet (6).

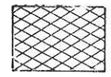
LEGENDE DES COUPES TECTONIQUES.


Quartzites werféniens

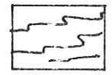

Trias calcaires


Trias dolomitique

Lias


Gypses et cargneules

Schistes lustrés


Marbres chloriteux

UNITES STRUCTURALES MAJEURES.

INTRODUCTION.

Les entités structurale, majeures à l'échelle de la Chaîne, qui interviennent dans l'évolution tectonique de notre secteur d'étude sont (figure 25) :

- Les Unités formant les autochtones relatifs :
  - . Socle Vanoise avec couverture décollée ou parautochtone, ou Zone interne de la Nappe du Grand Saint-Bernard.
  - . Socle Grand Paradis avec couverture peu ou pas décollée.
- Les Unités allochtones :
  - . Bloc-klippe de la combe du Pisset (Nappe de la Grande Motte).
  - . Nappe des Schistes lustrés avec gypses et cargneules de base.

UNITES FORMANT LES AUTOCHTONES RELATIFS.

Socle type Vanoise avec couverture parautochtone : la zone interne de la Nappe du Grand Saint-Bernard.

La position de cet ensemble dans les Alpes occidentales d'après les synthèses classiques (ARGAND, 1911 ; LUGEON et ARGAND, 1905 a et b) correspond à l'arrière de la "*Nappe de recouvrement du Grand Saint-Bernard*" (ou Nappe VI), que nous appellerons Zone de la Nappe du Grand Saint-Bernard.

La Zone du Grand Saint-Bernard a été subdivisée en plusieurs unités structurales par HERMANN (1925, 1938). Le secteur étudié dans ce mémoire est constitué, d'après la terminologie de HERMANN, par l'extrémité méridionale de "*l'éventail de Rhêmes*" ou "*éventail franco-italien*". Cette unité se présente intensément affectée par les plissements en retour et elle se situe dans une position équivalente à celle du pli de Mischabel des Alpes penniques sur la coupe classique d'ARGAND (1911). Le lecteur peut également se rapporter aux coupes schématiques de la figure 4 de cette thèse.

Dans la région étudiée, prédominent les terrains de la couverture briançonnaise interne ou série de Val d'Isère-Ambin.

Le "*socle type Vanoise*" n'affleure que très localement (cf. chapitre Stratigraphie). C'est, en général, à l'occasion des plis et écailles en retour dans lesquels sont impliqués, aussi, la couverture parautochtone et les Schistes lustrés.

Le relais entre notre carte géologique et le secteur méridional de l'éventail de Rhêmes se fait au niveau de la chaîne frontalière par l'intermédiaire des récents levés de CABY (1968).

Ainsi, la limite orientale de la Zone interne de la Nappe du Grand Saint-Bernard, dans notre région, est partout matérialisée par les Schistes lustrés sur lesquels elle est rétrocharriée. Dans le secteur du Prariond (versant français) et dans le secteur des sources de la Dora di Rhêmes (versant italien) on observe, ainsi, une bande de 2-3 km de Schistes lustrés à ophiolilites qui s'interpose entre le faisceau de plis en retour du Prariond (à matériel briançonnais interne) et le Massif du Grand Paradis (photo 9). Cette bande, qui en fait constitue une énorme pincée synclinale (synclinal de nappe en rétrocharriage), a été appelée Zone de la Grivola par ELTER (1972).

LE SOCLE TYPE VANOISE.

D'après ELLENBERGER (1958, p. 411), le socle type Vanoise a le caractère d'une nappe de premier ordre. Le contact avec la "*Zone Houillère*", en Vanoise, étant un contact d'importance majeure. De façon analogue, l'équivalent de ce socle, en Val Grisanche et en Val de Rhêmes, est en contact anormal avec le Massif du Ruitor et sa couverture houillère (CABY, 1968).

COUVERTURE AUTOCHTONE OU PARAUTOCHTONE : SERIE DE TYPE VAL D'ISERE-AMBIN.

Comme nous l'avons vu dans la stratigraphie, cette couverture est constituée par des terrains mésozoïques et tertiaires à faciès Briançonnais et également à faciès prépiémontais. Rappellons, d'autre part, qu'il existe, en Vanoise, deux niveaux de décollement à la base de cette couverture :

- le premier niveau est matérialisé par le "*niveau gypsifère inférieur*" qui sépare l'ensemble calcaréo-dolomitique post-werfénien des quartzites werféniens ;
- l'autre niveau de décollement se situe dans des schistes séricíteux du Permo-Trias à la faveur desquels les quartzites triasiques se sont détachés du socle Paléozoïque.

Le premier niveau de décollement peut être illustré (photo 12) par la présence des calcaires anisiens pincés dans le coeur anticlinal du Rocher du Charvet,

12) sans aucune trace de quartzites werféniens. D'autre part, à plusieurs endroits on peut observer un certain degré de décollement en faveur des cargneules équivalentes du *"niveau inférieur de gypses"*. Il est certain que dans d'autres endroits, comme nous l'avons dit dans la Stratigraphie, la série triasique calcaro-dolomitique peut aussi reposer sur les quartzites sans décollement important avec cependant des disharmonies locales.

Le deuxième niveau de décollement est représenté probablement par une large bande de cargneules aux abords du chemin qui monte du Villaret du Nial à la combe de la Grande Sassière. Des zones de fractures et de broyages s'y associent et cette bande de cargneules correspond probablement à un accident important.

- *SOCLE DU GRAND PARADIS AVEC COUVERTURE PEU OU PAS DECOLLEE (photo 9).*

Dans le cadre des Alpes occidentales, le Massif du Grand Paradis se place dans une position structurale semblable aux massifs du Mont Rose (au N) et de Dora Maira (au S) par rapport à la Zone du Grand Saint-Bernard. En particulier, le Massif du Mont Rose a été traditionnellement interprété comme une nappe de type pennique dont le front s'emboutit dans la zone interne de la *"Nappe du Grand Saint-Bernard"* : c'est la nappe du Mont Rose ou nappe V d'ARGAND (1911).

Le Massif du Grand Paradis présente une structure en pli couché à vergence W, assez complexe dans le détail, mais dessinée, en gros, par une enveloppe de gneiss minuti entourant un coeur de gneiss oeillés (COMPAGNONI et *al.*, 1974). Une structure assez semblable a été dessinée récemment pour le Massif du Mont Rose sur la nouvelle coupe tectonique Cenève-Ivrea par MASSON et *al.*, (1978), qui ne modifie pas, dans l'essentiel, les conceptions originelles d'ARGAND et LUGEON.

Les terrains du Massif du Grand Paradis affleurent dans la partie orientale de notre secteur d'étude, le long du versant E de la ligne de Crêtes qui joint l'Aiguille Rousse et la Pointe de Bassei, la zone de la Grivola à Schistes lustrés ophiolitifères s'interposant, comme nous l'avons dit, entre le Massif du Grand Paradis et les écailles plus orientales de la Zone interne de la Nappe du Grand Saint- Bernard (faisceau du Prariond).

Au contact du Grand Paradis avec les Schistes lustrés de la Zone

de la Grivola, on observe, d'E en W, et de bas en haut (photo 9).

- les gneiss paléozoïques de la rive occidentale du Lac Serrù ;
- une vingtaine de mètres de couverture mésozoïque en position autochtone sur les gneiss ;
- une bande de 2 à 30m d'épaisseur de cargneules massives, d'écailles laminaires et de digitations superposées de couverture en position allochtone ;
- les Schistes lustrés à ophiolites de la Zone de la Grivola. Un lambeau de serpentinites, à leur base, souligne le contact de charriage (ΦCH_{II}, schéma tectonique) avec la zone cargneulisée (Rocca Bianca).

Des complications tectoniques locales existent sur ce contact. Ce dernier donne l'impression que la couverture propre du Grand Paradis a été tectoniquement amînçie par l'effet du charriage de la Nappe des Schistes lustrés.

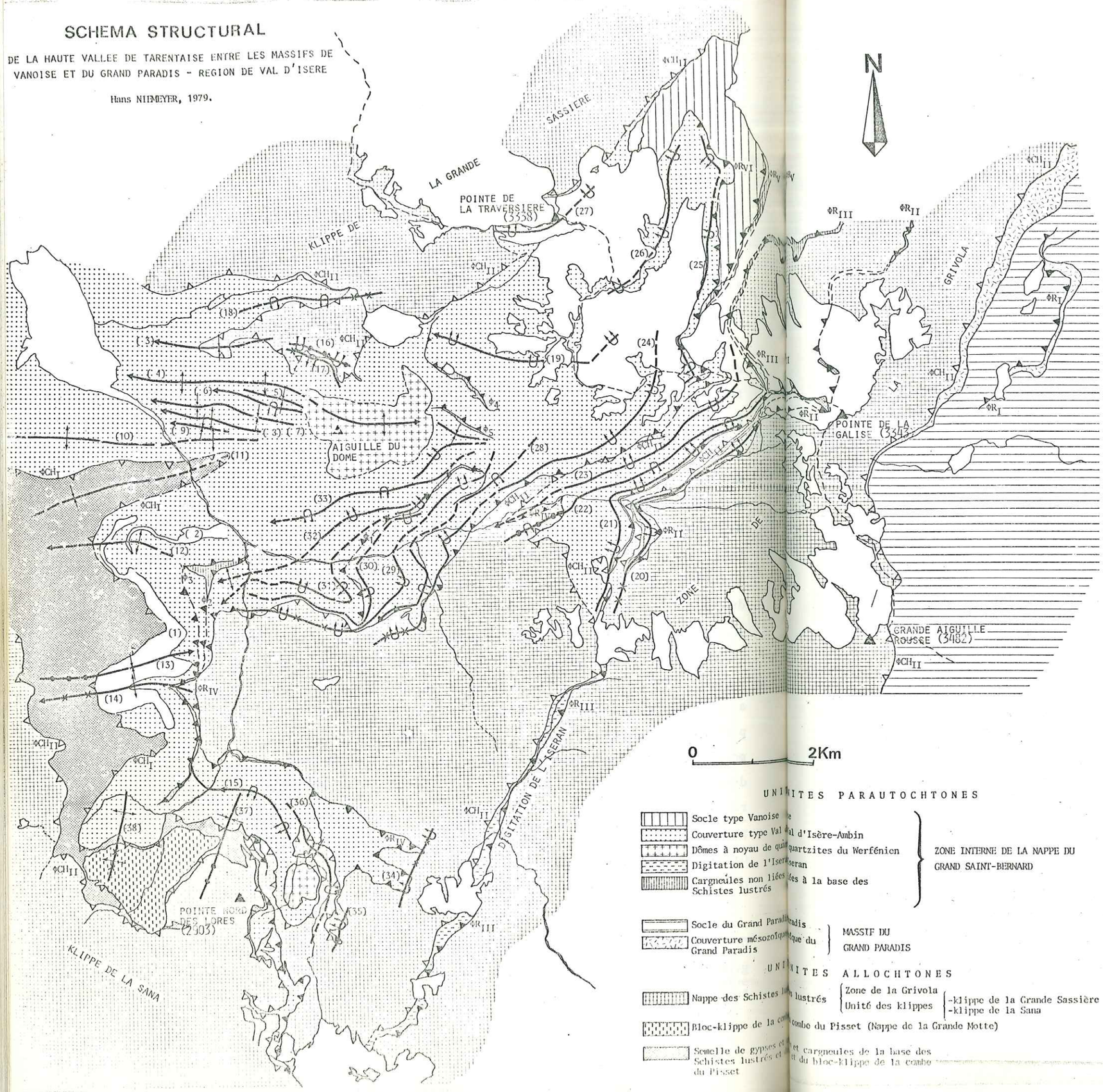
Loin du contact des Schistes lustrés, le pendage de la foliation des gneiss du Grand Paradis varie entre 18 W et 28 W tandis que, plus près du contact, le pendage peut atteindre 53 W comme, par exemple, au N du Plan Ballotta. Quant à la direction de la foliation, elle est NE entre le Plan Ballotta et le col du Nivolet. Plus au N, elle prend une direction générale NS à 170°. Ces dernières directions sont obliques par rapport à l'orientation du contact tangentiel des Schistes lustrés de la Zone de la Grivola et aussi à la schistosité et à la direction de plis en rétrocharriage observés dans cette zone. Ce fait semble indiquer un comportement tectonique différentiel entre le Grand Paradis et la Zone de la Grivola. De plus, ELLENBERGER (1965) a remis en cause l'autochtonie apparente du Dôme du Grand Paradis ; le rapprochement des deux socles Vanoise et Grand Paradis est en effet, nécessaire pour expliquer la disparition de la zone patrie de Nappe de la Grande Motte dont l'origine doit être recherchée actuellement sous le Grand Paradis. Ce resserrement aurait eu lieu grâce à un charriage cisaillant sub-horizontal précoce, sous faible surcharge. En effet, cet auteur ne pense pas que le Grand Paradis se soit comporté comme les nappes simploniques, c'est-à-dire qu'il ait pu être rhéomorphe lors de l'orogenèse alpin.

Il est difficile de connaître la position relative des Zones du Grand Saint-Bernard et du Grand Paradis avant le serrage provoqué par l'orogenèse alpine. Nous pouvons dire seulement qu'étant donné la position actuelle des terrains du Briançonnais interne et des Schistes lustrés en dispo-

SCHEMA STRUCTURAL

DE LA HAUTE VALLEE DE TARENTAISE ENTRE LES MASSIFS DE VANOISE ET DU GRAND PARADIS - REGION DE VAL D'ISERE

Hans NIEMEYER, 1979.



UNITES PARAUTOCHTONES

- Socle type Vanoise
- Couverture type Val d'Isère-Ambin
- Dômes à noyau de quartzites du Werfénien
- Digitation de l'Iseran
- Cargneules non liées à la base des Schistes lustrés

} ZONE INTERNE DE LA NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD

- Socle du Grand Paradis
- Couverture mésozoïque du Grand Paradis

} MASSIF DU GRAND PARADIS

UNITES ALLOCHTONES

- Nappe des Schistes lustrés { Zone de la Grivola / Unité des klippes { -klippe de la Grande Sassière / -klippe de la Sana
- Bloc-klippe de la combe du Pisset (Nappe de la Grande Motte)
- Semelle de gypses et cargneules de la base des Schistes lustrés et du bloc-klippe de la combe du Pisset

SYSTEME DE STRUCTURES I

(1) Anticlinal du Charvet-Bellevarde
(2) Replis des Trousses

Φ_A accident inverse de la base de l'anticlinal du Charvet-Bellevarde

SYSTEME DE STRUCTURES II

(3) Synclinal du Plan Cheval
(4) Anticlinal de la combe du Mont
(5) Synclinal entre les Rochers du Franchet et la Pointe de Picheru
(6) Synclinal du Rocher du Franchet
(7) Synclinal de la combe du Glaçon
(8) Anticlinal du Rocher du Glaçon
(9) Synclinal du Rocher du Glaçon
(10) Anticlinal des Plattes de la Daille - Roc de la Tovière
(11) Synclinal du vallon de la Tovière
(12) Anticlinal du Rocher de Bellevarde
(13) Synclinal du ruisseau du Grand Pré
(14) Anticlinal de la Fontaine Froide
(15) Anticlinal de la Roche des Fours
(16) Synclinal des Schistes lustrés à l'E de la Pointe de Picheru
(17) Anticlinal à l'E de la Pointe de Picheru
(18) Anticlinal du vallon de la Grande Sassière
(19) Anticlinal de la Pointe du Santel

SYSTEME DE STRUCTURES III : EN RETROCHARRIAGE

(20) Anticlinal du Nivolet - Revers du Prariond
(21) Anticlinal des Plattes du Vallonet
(22) Synclinal des Gorges du Malpasset - Roc de Bassagne
(23) Anticlinal des Cavales - Tenn de Rhêmes
(24) Anticlinal de Bazel - Tête d'Arollay

} Faisceau du Prariond

(25) Anticlinal du Truc Ste Elena
(26) Anticlinal de la Granta Parei
(27) Anticlinal de la Pointe de la Traversière
(28) Synclinal du Couart-dessous - Le Fornet
(29) Anticlinal du Museau - Plan du Solaise
(30) Anticlinal de la combe du Laisinant
(31) Anticlinal du Laisinant
(32) Anticlinal de la Roche Blanche - Le Joseray
(33) Synclinal de Pierre Compia - Les Grands Prés

} Faisceau du Fornet

(34) Ecaille du Pelaou Blanc - Pointe de l'Arselle
(35) Anticlinal du point 2805 au S du Vallon des Fours
(36) Synclinal du Ruisseau des Fours
(37) Synclinal de la Roche des Fours
(38) Anticlinal du Rocher du Mont Roup

accidents importants:
- ΦR_I accident du ruisseau d'Arcetti
- ΦR_{II} accident du revers du Prariond - Grande Vaudala
- ΦR_{III} accident de l'Iseran - Sources de la Dora di Rhêmes
- ΦR_{IV} accident du Pelaou Blanc - Calabourdane - Col du Fond
- ΦR_V accident du Roc de Bassagne - Dora di Rhêmes
- ΦR_{VI} accident du Glacier del Fond - Truc Ste Elena
- ΦR_{VII} accident du Glacier des Fours - Plan des Fours

accidents secondaires:
- $\phi 1$ accident de la Roche Blanche
- $\phi 2$ accidents du flanc oriental du Rocher de Bellevarde
- $\phi 3$
- $\phi 4$ accident du Lac du Santel
- $\phi 5$ accident du Lac de la Bailletta

sens du chevauchement ↓ bloc chevauchant / bloc chevauché — accident inverse de rétrocharriage

- anticlinal droit
- synclinal droit
- sens du déversement ↓ anticlinal déversé et couché
- synclinal déversé et couché
- anticlinal de nappe droit
- synclinal de nappe droit
- sens du déversement ↓ anticlinal de nappe déversé et couché
- synclinal de nappe déversé et couché

↓ terrains chevauchants / terrains chevauchés

contact de charriage majeur :
- ΦCh_I = contact de charriage des gypses allochtones
- ΦCh_{II} = contact de charriage des Schistes lustrés sans semelle gypseuse.

sitif de rétrocharriage ou rétroplissement (à Vergence E) sur le Massif du Grand Paradis, il y a, probablement, eu un rétrochevauchement en profondeur du socle de Vanoise sur le Grand Paradis. Nous verrons cependant plus loin, au cours de l'analyse structurale, que les relations entre les deux massifs peuvent être interprétées de deux façons différentes, en tenant compte du métamorphisme subi par la série des Schistes lustrés.

UNITES ALLOCHTONES.

Deux unités véritablement charriées ont été distinguées : ce sont, d'une part, le bloc-klippe de la combe du Pisset qui représente la Nappe de Grande Motte dans notre secteur et, d'autre part, la Nappe des Schistes lustrés à semelle de cargneules gypseuses.

Le bloc-klippe de la combe du Pisset (Nappe de la Grande Motte).

Il s'agit d'une petite écaille allochtone, de 2 km de longueur et 1 km de largeur, coincée entre la base de la Nappe des Schistes lustrés et les dolomies triasiques parautochtones du Mont Roup (carte géologique). Ses contacts, l'inférieur et le supérieur, sont soulignés par des gypses et des cargneules exotiques. Cette écaille représenterait un morceau resté en arrière de la Nappe de la Grande Motte.

Le matériel de cette nappe est d'affinité briançonnaise interne et prépiémontaise. Ces matériaux allochtones qui forment la nappe doivent provenir d'une zone paléogéographique probablement voisine du faisceau du Prariond.

La Nappe des Schistes lustrés et ses gypses et cargneules de base.

En haute Tarentaise, l'allochtonie des Schistes lustrés est un fait évident :

- Du point de vue géométrique, la base de la nappe se dessine, dans le secteur occidental de notre terrain, comme un contact sensiblement subhorizontal, la nappe elle-même occupant une position topographique élevée. Ainsi, au S de l'Isère, elle constitue les Pointes de Lorès, le massif de la Sana et le chaînon qui s'étend du Rocher du Génépy jusqu'au col de Fresse et

la Pointe de Lavachey. Ici, le contact entre les Schistes lustrés et les séries briançonnaises se fait par l'intermédiaire d'un coussinet de gypses et des cargneules exotiques d'épaisseur très variable (entre quelques mètres seullement et 300-400m). C'est les gypses exotiques du Trias supérieur .

Au N de l'Isère, les Schistes lustrés constituent la klippe de la Grande Sassière où ils reposent "à sec", sans coussinet de gypses à la base, sur les terrains de la couverture Val d'Isère - Ambin. C'est la situation normalement observée dans les hauts Val Grisanche et Val de Rhêmes (CABY, 1968).

Par contre, dans la zone orientale de notre secteur, la relation vers les Schistes lustrés et les terrains parautochtones de la couverture briançonnaise interne est plus complexe car les Schistes lustrés sont repris dans les structures de rétrocharriage où ils forment la Zone de la Grivola. Malgré cette complication, la base des Schistes lustrés est toujours limitée par un contact anormal, souvent soulignée par des liserets de cargneules comme; par exemple, dans la série de plis en retourque l'on observe dans les Revers du Prariond (carte 2).

- Les Schistes lustrés reposent sur des terrains d'âge très divers :

. sur les Marbres chloriteux du Crétacé supérieur - Tertiaire inférieur de la pointe de Picheru et dans le secteur de la Pointe de la Traversière (photo 1).

. sur les niveaux calcaires et dolomitiques de l'Anisien et du Ladinien, aux Rochers du Charvet et Bellevarde.

. sur les quartzites du Werfénien à l'endroit dit Le Chargeur (près du barrage EDF du Saut) dans le Vallon de la Grande Sassière et, plus à l'E, sur la rive gauche de ce vallon, on les observe sur les quartzites dess Grands Creux.

. sur le Socle Vanoise, en rive gauche de la Comba di Goletta.

. enfin, sur la couverture autochtone du Grand Paradis au Plan della Ballotta et, aussi directement, sur les gneiss du Grand Paradis à l'E de la Cime de la Vache.

Par conséquent, nous pouvons dire que nulle part, du moins dans notre secteur d'étude, on n'observe un passage de type stratigraphique entre les Schistes lustrés et les terrains du briançonnais interne ou de la couverture du Grand Paradis.

En ce qui concerne l'âge de la mise en place de la nappe des Schistes lustrés, nous rappellerons les faits qui permettent de dater l'événement :

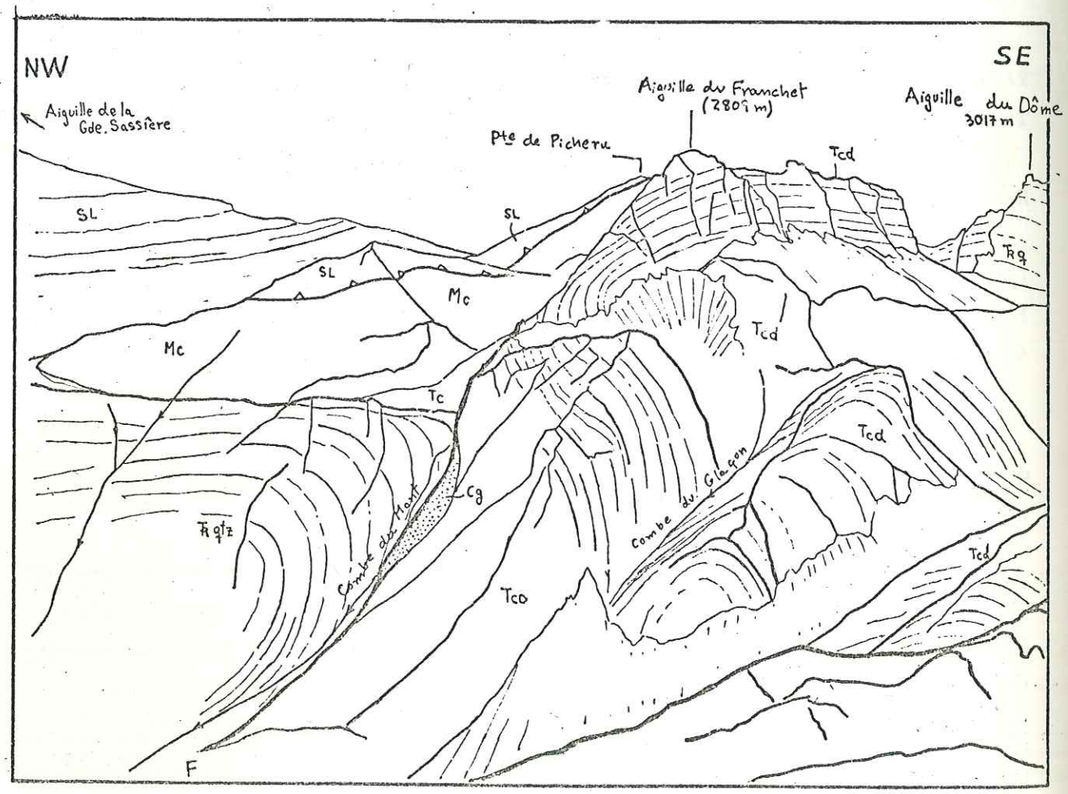
Photo 12. Pli couché du Rocher du Charvet (1)

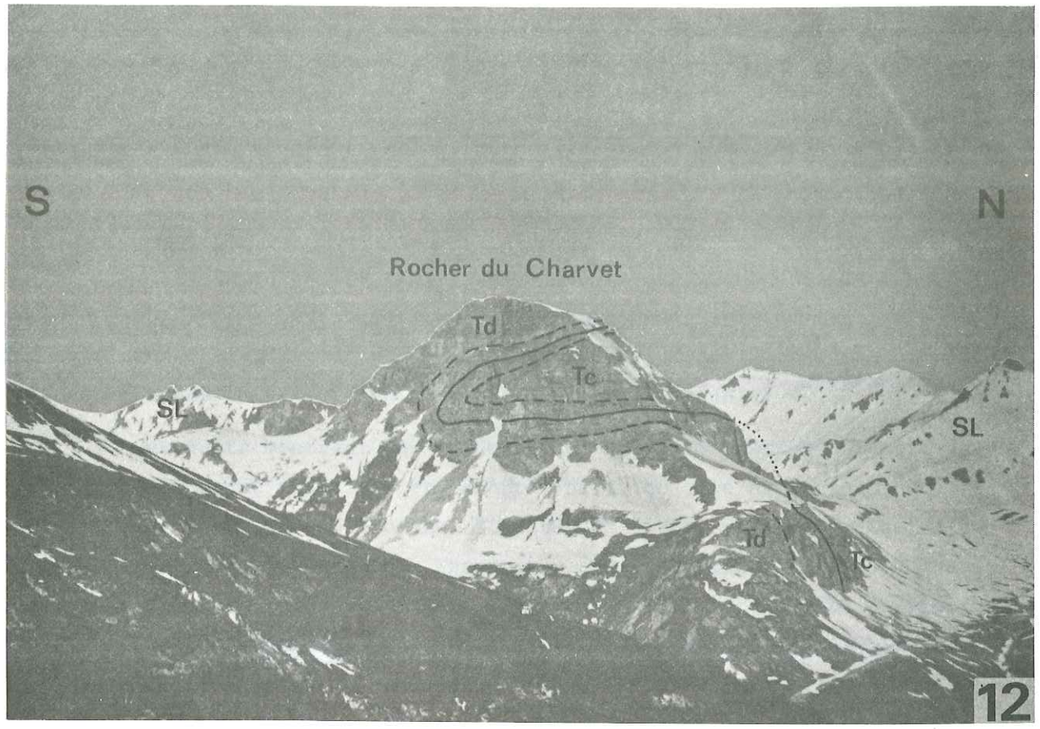
Tc: Trias calcaire (Anisien) ; Td: Trias dolomitique.
Au fond, la nappe des Schistes lustrés (SL).

Schéma de la photo 13. Le faisceau de plis des Rochers du Franchet.

Tq: quartzites werféniens ; Cg: cargneules du niveau gypsifère inférieur ;
Cs: Crétacé supérieur, marbres chloriteux ; SL: Schistes lustrés ; ΦCH_I:
Charriage de la nappe des Schistes lustrés ; F: faille de la combe du Mont.

(3) = Synclinal de la combe du Mont.
(4) = Anticlinal de la combe du Mont.
(6) = Synclinal de la combe de Glaçon.
(8) = Anticlinal du Rocher du Glaçon.
(10) = Anticlinal des Plattes de la Daille.





. présence de galets de gabbros, prasinites et diabases déformées à associations de glaucophane, lawsonite, pyroxène jadeitique, etc... dans les molasses externes des Alpes de l'Oligocène inférieur (GRACIANSKY et *al.*, 1971) et du Miocène (BOCQUET, 1966) et aussi de roches métamorphiques dans les conglomérats sannoisiens de Turin (DEBELAS, 1963).

. les terrains les plus jeunes que la nappe surmonte dans notre secteur sont les marbres chloriteux de la Pointe de Picheruà qui,par analogie avec ceux de la Cascade du Manchet, nous pouvons assigner un âge minimal Paléocène-Eocène inférieur (voir chapitre de Stratigraphie).

Ces faits montrent que la Nappe des Schistes lustrés est arrivée au moins après l'Eocène inférieur et, d'autre part, qu'elle était soumise à l'érosion dès le début de l'Oligocène. ELLENBERGER (1958, p. 459) a précisé un âge Priabonien pour l'événement. Néanmoins, des recherches récentes du Laboratoire de Chambéry (MARTINEZ et *al.*, 1979 . . . .) sur l'Unité du Niélard, dans la région au S de Moûtiers, montrent l'existence d'un flysch priabonien à abondants olistholites de provenance briançonnaise.Dans le matériel détritique de ce flysch, la Nappe des Schistes Lustrés n'est pas représentée.

Cela indique qu'au Priabonien les terrains de la Zone Briançonnaise étaient encore soumis à l'érosion post-marbres chloriteux et que la nappe des Schistes lustrés n'était pas encore en place. Par conséquent, on pourrait repousser l'âge de la mise en place de la nappe des Schistes Lustrés un peu plus haut dans l'échelle chronologique, peut-être franchement à la base de l'Oligocène. Il est évident, cependant, que l'âge de la mise en place de cette énorme masse allochtone peut varier d'un endroit à l'autre des Alpes.

ANALYSE STRUCTURALE.

INTRODUCTION.

Les structures principales de notre secteur d'étude se caractérise par des plis et accidents tangentiels d'échelle kilométrique.

Le cadre structural résulte de la distribution spatiale de trois systèmes de structures superposées qui correspondent, respectivement, à trois phases tectoniques qui se succèdent dans le temps. Ce sont :

- Système de structures I : antérieur à la Nappe des Schistes lustrés et au bloc-klippe de la combe du Pisset.
- Système de structures II : à directions transverses, et postérieures ou contemporaines à la mise en place de la nappe des Schistes lustrés.
- Système de structures III : de plissement en retour ou de "rétrocharriage" postérieur au système II.

Une quatrième phase de bombement tardif retouche l'ensemble avec un effet négligeable par rapport à l'intensité des trois premières.

L'établissement des deux premiers systèmes de structures est basé sur des observations de l'ensemble socle Vanoise + couverture briançonnaise, nappe des Schistes lustrés et bloc-klippe de la combe du Pisset (Nappe de la Grande Motte) ; l'étude détaillée des structures du Massif du Grand Paradis échappe à l'objectif de cette étude. Par contre, l'analyse des structures du type III comprend aussi des observations sur un secteur du Grand Paradis.

SYSTEME DE STRUCTURES I.

INTRODUCTION.

A l'échelle kilométrique, ce système de plis a été observé seulement dans la couverture du secteur occidental de notre terrain d'étude, aux rochers du Mont Charvet et de Bellevarde où il est représenté par des plis très isoclinaux à flancs presque parallèles, les directions sont montrées dans la figure 27. Ce système de plis a été repris par la phase II et nous ne pouvons pas préciser les directions des axes de ce système avant la superposition de cette dernière, car les reconstitutions sur canevas deviennent trop imprécises.

A moyenne et petite échelles, on observe des plis isoclinaux ici et là, surtout dans les calcaires et dolomies des séries triasiques. Nous citerons comme exemple, des plis isoclinaux de la falaise NE du Rocher de Bellevarde.

LE PLI COUCHE DU CHARVET-BELLEVARDE : (1), photo 12.

Dans la paroi E du Rocher du Charvet, on peut observer une magnifique charnière anticlinale dont le coeur est occupé par l'Anisien enveloppé par des dolomies ladiniennes. Elle forme un pli étroit ($\gamma = 26°$), peu penté (δ = 28°-30° S) et à l'axe peu plongeant ($\mu = 30°$ W, figure 27). Il s'agit là d'un pli à tête un peu plongeante vers le S (coupe 1, figure 26).

Le flanc inverse de ce pli est marqué par un accident subhorizontal souligné d'un liseré de cargneules qui parcourt, à mi-pente, le flanc E du Mont Charvet.

Vers le N, les niveaux ladiniens du flanc normal disparaissent dessous la formation de gypses et cargneules de la base des Schistes lustrés. Au Rocher de Bellevarde, la charnière n'est plus visible et seule la séquence stratigraphique témoigne de la continuité du pli. En effet, à l'endroit dit le Plan du Santon, on observe le contact des calcaires vermiculés anisiens du coeur du pli avec les brèches supratriasiques en position inverse. Un peu plus au N, dans la falaise E de Bellevarde, ils sont en contact avec les dolomies à faciès ladinien. Des structures sédimentaires de ravinement et de stratification entrecroisées confirment également cette position inverse.

Le flanc normal du pli réapparaît à l'W du sommet de Bellevarde où les calcaires anisiens sont en contact avec un Ladinien en position anormale. De là, vers le N, le plan axial se redresse pour devenir presque vertical au flanc NW du Rocher de Bellevarde. D'autre part, on observe un laminage important des calcaires très près de la piste OK où ils atteignent à peine une vingtaine de mètres.

Il est vrai que la faible épaisseur des calcaires et l'absence de niveaux-repères caractéristiques dans le flanc NW de Bellevarde pourraient indiquer qu'il ne s'agit que d'une passée calcaire dans la série ladinienne. Néanmoins, les figures de stratification entrecroisée indiquent une polarité divergente d'un côté et d'autre de la bande ; le laminage tectonique a pu être favorisé par un amincissement originel de la série.

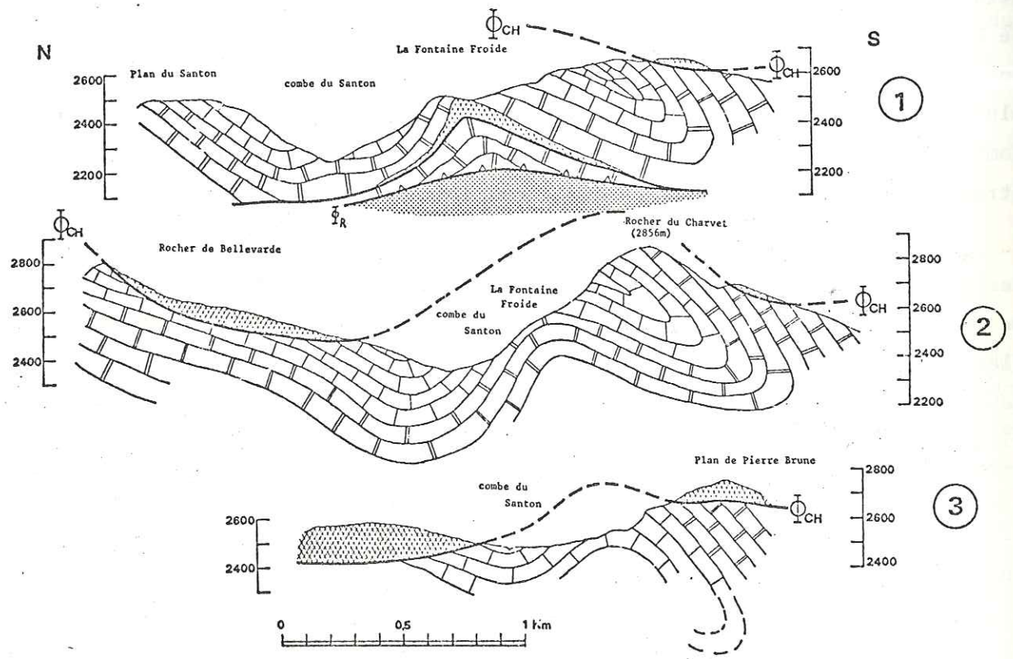
Sur le versant N de Bellevarde, aux environs du point marqué 2299m sur la carte, on remarque que le pli se ferme en cuillère.

Les calcaires et dolomies triasiques du flanc normal du pli (flanc supérieur) présentent une cargneulisation alvéolaire *in situ* tout le long du contact avec la formation de cargneules et gypses allochtones de la base des Schistes lustrés.

Cette formation repose, en contact cisaillant très oblique, sur les couches du flanc normal du pli. En effet, ce contact peut être visualisé sur la face S du Rocher du Charvet (coupe 2, figure 26) et aussi à la combe du Santon où elle recoupe la série ladinienne pour atteindre le coeur de calcaires anisiens (coupes 2 et 3, figure 26).

FIGURE 26

COUPES SERIEES DU SYSTEME DE STRUCTURES I ENTRE LE VERSANT S DU ROCHER DE BELLEVARDE ET LE ROCHER DU CHARVET



LES REPLIS ISOCLINAUX DES TROUSSES : (2), figure 33.

Sur le versant N de Bellevarde, aux Trousses, on peut examiner une magnifique charnière d'Anisien de taille hectométrique en position synclinale

(synforme), bien visible depuis la Chapelle du Crêt, sur le secteur W de la station de Val d'Isère. Il s'agit d'un pli étroit (γ = 30°), à plan axial subvertical (δ = 18° S) et à axe subhorizontal (μ = 2° SW, σ = 30°).

Ce synclinal est coincé entre deux anticlinaux, également en calcaire et à charnières très étroites. Des deux côtés de la bande, les deux anticlinaux passent à du Ladinien à figures de stratification indiquant une polarité normale vers l'extérieur de la bande calcaire, ce qui indique une valeur anticlinale pour cet ensemble.

Vers l'W des Trousses, les charnières des plis ne sont plus visibles et la bande calcaire se lamine au point de disparaître dans la falaise supérieure de Bellevarde.

Les plissotements sont dûs aux calcaires très purs qui se comportent d'une façon très plastique par rapport aux dolomies encaissantes. Cela peut expliquer le laminage extrême de la série.

DISCUSSION ET CONCLUSION DU SYSTEME DE STRUCTURES I.

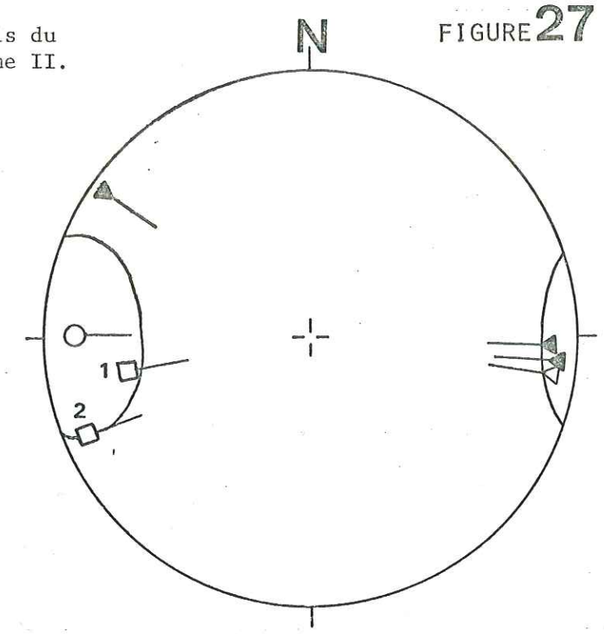
Les plis appartenant à ce système sont repris par les plis du système II dont ils en sont, par conséquent, antérieurs. Dans la figure 27 apparaissent les axes de plis du système I se disposant d'après un petit cercle centré autour de l'axe moyen du système II (B_{II} = 91/10 W ; figure 29). Cela prouve une superposition des structures II sur le système I d'après un modèle de plissement à caractère concentrique.

Ce système de plis est coupé obliquement par la surface de charriage des Schistes lustrés. Il est donc antérieur à la mise en place de la Nappe des Schistes lustrés. Néanmoins, dans notre secteur d'étude, nous n'avons pas d'évidences permettant de préciser l'âge maximal de ces structures. Nous ajouterons seulement qu'en Vanoise occidentale, dans les chaînons de Plassas-Portetta, des replis de Marbres chloriteux antérieurs, eux aussi, à la Nappe des Schistes lustrés, ont été rapportés à l'Eocène inférieur ou moyen (ELLENBERGER, 1958).

La question reste de savoir s'il s'agit vraiment d'une phase tectonogenétique précoce annonciatrice de l'arrivée de la Nappe des Schistes lustrés. Seules des études détaillées, dans les endroits non atteints par les mouvements de rétrocharriage, pourraient répondre à cette question. Il est fort probable que le décollement initial de la couverture de Val d'Isère - Ambin sur le socle soit lié à cette phase.

Reprise des axes de plis du système I par le système II.

FIGURE 27



SYSTEME I. □— axes construits de plis à grande échelle.
(1) charnière anticlinale du Rocher du Charvet.
(2) charnière synclinale des Trousses.

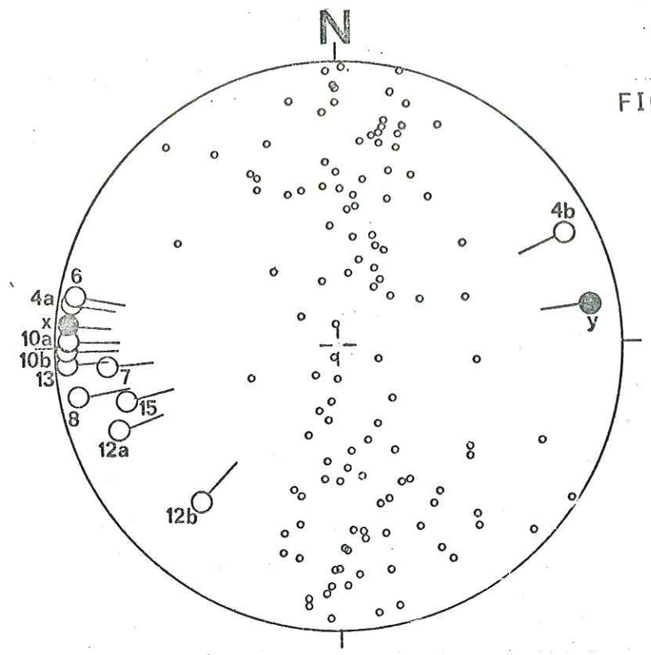
plis à petite échelle ▶— axes mesurés
▷— axes construits.

SYSTEME II. ○— axe moyen construit des treize plis à grande échelle montrés dans la figure .

Remarque : Précisément au moment de la rédaction de ce mémoire, une étude sur les environs du glacier de l'Arpontet de la Dent Parrachée montre une importante phase de plissement et de chevauchement antérieure aux structures E-W affectant le socle et la couverture (PLATT et LISTER, 1978).

STEREOGRAMME DU SYSTEME DE PLIS II.

FIGURE 28



○— axes construits de plis à grande échelle.

(4a) anticlinal de la Combe du Mont : secteur inférieur.
(4b) anticlinal de la Combe du Mont : secteur supérieur.
(6) synclinal du Rocher du Franchet.
(7) synclinal de la Combe du Glaçon.
(8) anticlinal du Rocher du Glaçon.
(10a) anticlinal des Plattes de la Daille - Roc de la Tovière : secteur occidental.
(10b) anticlinal des Plattes de la Daille - Roc de la Tovière : secteur oriental.
(12a) } pli du Rocher de Bellevarde.
(12b) }
(13) anticlinal de la Fontaine Froide.
(15) anticlinal de la Roche des Fours.

●— axes construits de plis à moyenne échelle.

x pli décamétrique de la Roche des Fours.
y pli décamétrique des Plattes de la Daille.

o 119 pôles de stratification de plis à grande échelle.

SYSTEME DE STRUCTURES II.

INTRODUCTION.

Les structures principales du système II correspondent à des plis de taille kilométrique affleurant dans la couverture du secteur occidental de notre terrain. Ce système a été également observé dans la nappe des Schistes lustrés et dans le bloc-klippe de la combe du Pisset.

LE SYSTEME DE STRUCTURES II DANS LA COUVERTURE DE VAL D'ISERE-AMBIN.

Il s'agit de plis d'orientation E-W à style assez ouvert, à plans axiaux très redressés. Des replis parasites plus ou moins disharmoniques de moyenne et petite échelle les accompagnent. Des discontinuités, à caractère de surfaces de glissement intercutanées, soulignées par des cargneules du *"niveau inférieur de gypses"*- sont associées au système.

Ce système de plis a une direction très constante dont l'orientation des axes, construits à grande et moyenne échelles, est indiquée dans la figure 28.

Des pôles de stratification de plis à grande échelle sont marqués sur cette figure à partir de laquelle un stéréogramme de densité a été construit (figure 29). On obtient ainsi un axe moyen B_{II} = 91/10 W qui correspond bien à la plus dense concentration des axes.

La figure 30 donne l'exemple de la construction d'un de ces plis à grande échelle : le pli du Rocher du Franchet. Tous les autres axes montrés dans la figure 28 ont été construits de façon identique.

Appartiennent à ce système, le faisceau de plis qu'on observe entre la Daille et la Pointe de Picheru (faisceau des Roches du Franchet), le pli de Bellevarde, le pli de la Fontaine Froide et le pli de la Roche des Fours. Ce système comprend aussi un ensemble de plis de direction générale E-W, à déversement au N, qui affleure au Vallon de la Grande Sassière.

Le synclinal du Plan du Cheval : (3).

Il s'agit d'une structure en cuillère, à flancs de pendages assez faibles et à axe E-W. Sur ses flancs N et S affleurent les quartzites triasiques avec une mince barre de Trias réduit. Dans le coeur de la structure, affleurent les *"Marbres chloriteux"* transgressifs reposant, soit sur les calcaires triasiques, soit directement sur les quartzites. Ces marbres phylliteux

Stéréogramme de densité des 119 pôles de stratification de plis à grande échelle montrés dans la figure . Système II.

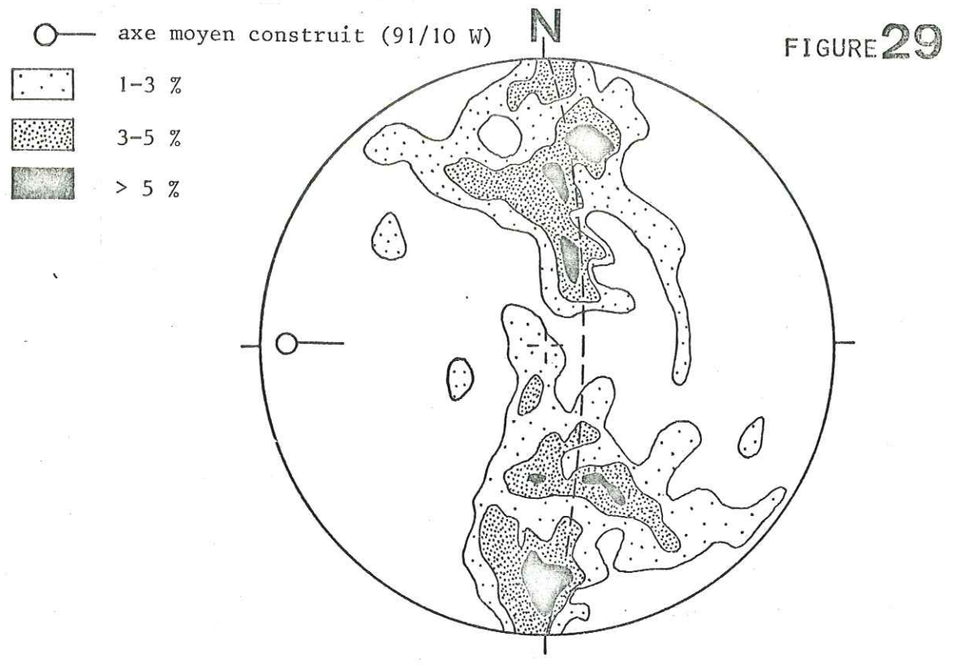


FIGURE 29

Pli du Rocher du Franchet : système II.

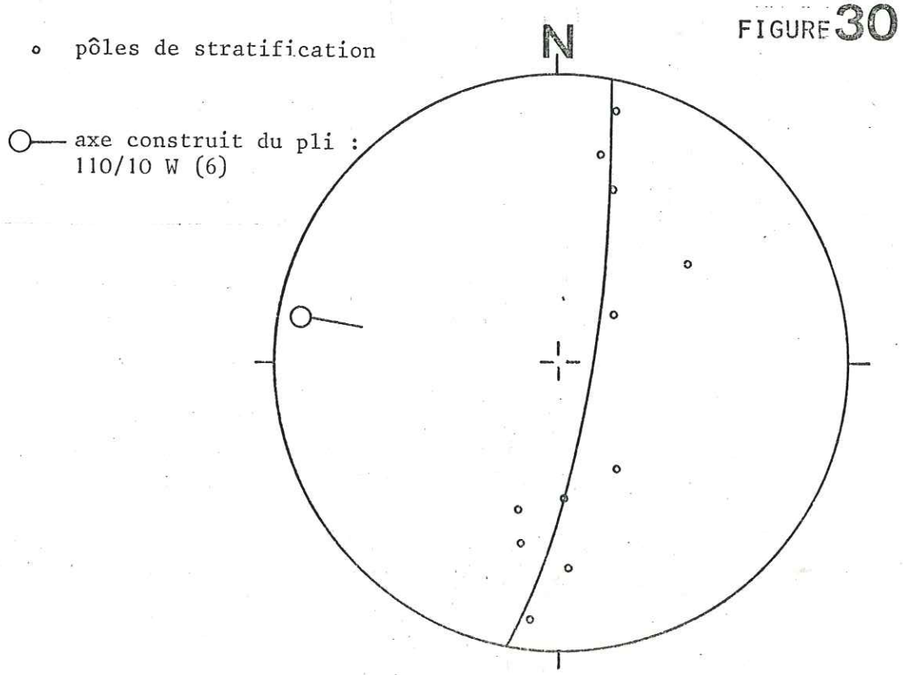


FIGURE 30

sont surmontés par une mince épaisseur de Schistes lustrés en position de klippe, la surface de charriage étant reprise par le pli (coupes 4, 5 et 6, figure 31).

Aux environs de la Croix du Plan du Cheval, les flancs sont assez étroits tandis que, vers l'E, la structure s'ouvre progressivement puis disparaît sur le versant N de la Pointe de Picheru.

L'anticlinal de la combe du Mont : (4)

Situé au coeur du faisceau du Franchet, il est constitué par un noyau de quartzites werféniens observable le long de la combe du Mont (photo 13), enveloppé par l'Anisien réduit et les Marbres chloriteux transgressifs, soit sur celui-ci, soit directement sur les quartzites à l'endroit dit Les Loyes.

L'anticlinal est assez fermé ($\gamma = 40°$). Dans le secteur inférieur de la combe du Mont son plan axial est raide ($\delta = 60$ N) et son axe subhorizontal ($\mu = 10$ W) avec une direction $\sigma = 78$ (figure 28).

Dans la partie supérieure de la combe du Mont, le plan axial se redresse jusqu'à la verticale et la charnière s'ouvre pour atteindre un angle dièdre de $\gamma = 85$ (pli ouvert), au col entre la Pointe de Picheru et les Rochers du Franchet. Ici, la direction de l'axe du pli tourne légèrement vers le N ($\sigma = 64$, figure 28) et son axe plonge un peu vers le N-NE ($\mu = 14$).

Plus à l'E, l'axe s'infléchit vers le SE et se relie à la structure en dôme de l'Aiguille du Dôme - Pointe de la Bailletta. Entre ces deux sommets, l'axe passe par la ligne de crêtes intermédiaire et se termine à l'E de la Pointe de la Bailletta.

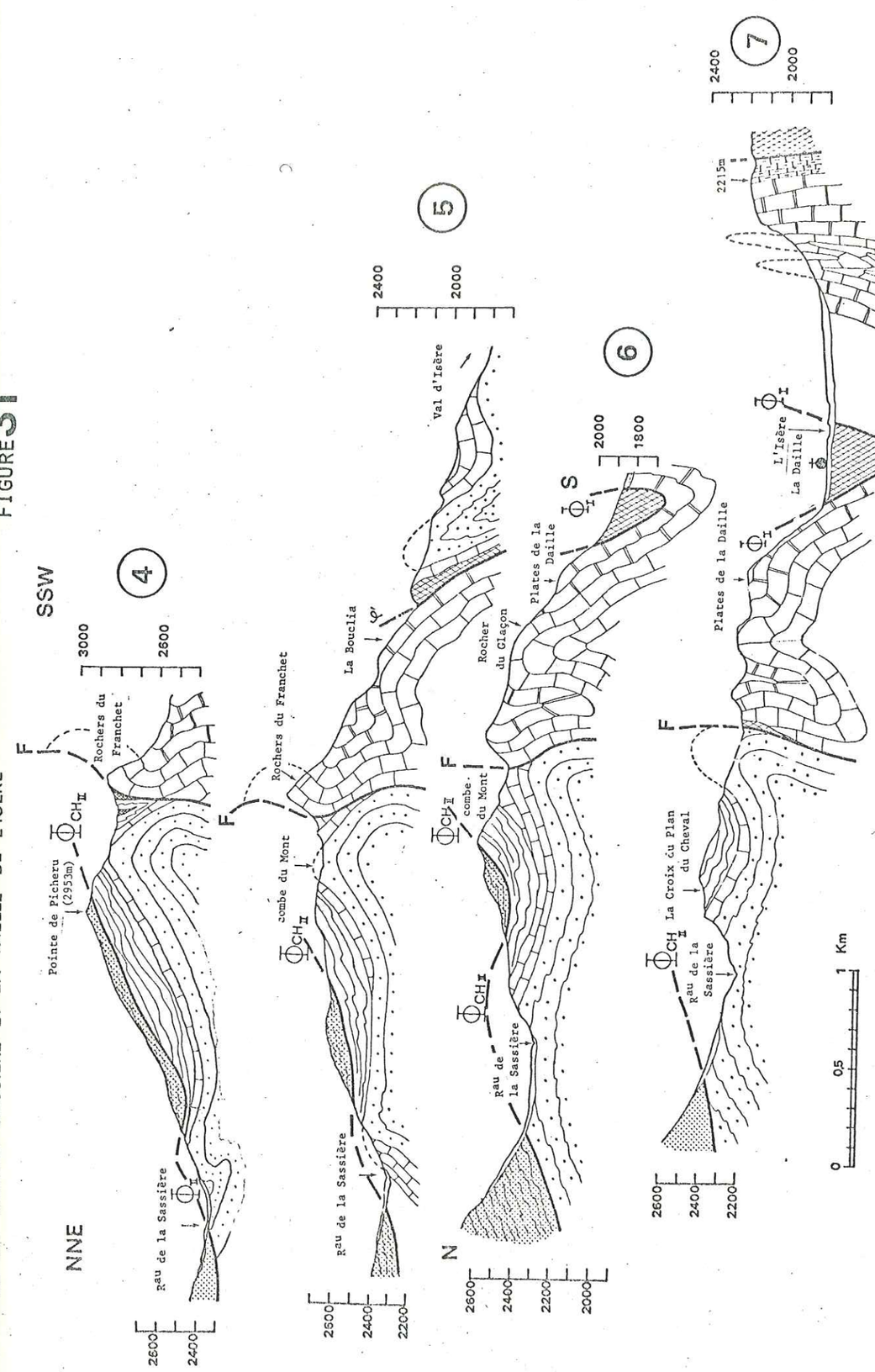
En coupe (figure 31), l'anticlinal est assez assymétrique avec son flanc N à pendage très faible vers le N où il passe au synclinal du Plan du Cheval. Son flanc S, légèrement déversé vers le S, vient buter contre une faille qui met en contact les quartzites et l'extrados du pli du Rocher du Franchet.

La genèse de ce faisceau de plis peut s'expliquer comme suit :

- Dans un premier stade (1) il se produit un début de plissement à axe E-W ; mais en même temps, la série épaisse du Rocher du Franchet se décolle de son substratum quartzitique à la faveur du "*niveau gypsifère inférieur*" et se met à chevaucher les Marbres chloriteux de la Pointe de Picheru. La cassure

FIGURE 31

DE LA GRANDE SASSIERE ET LA VALLEE DE L'ISERE



SCHEMA TECTONIQUE EVOLUTIF DE L'ANTICLINAL
DE LA COMBE DU MONT ET DU PLI DU FRANCHET

FIGURE 32

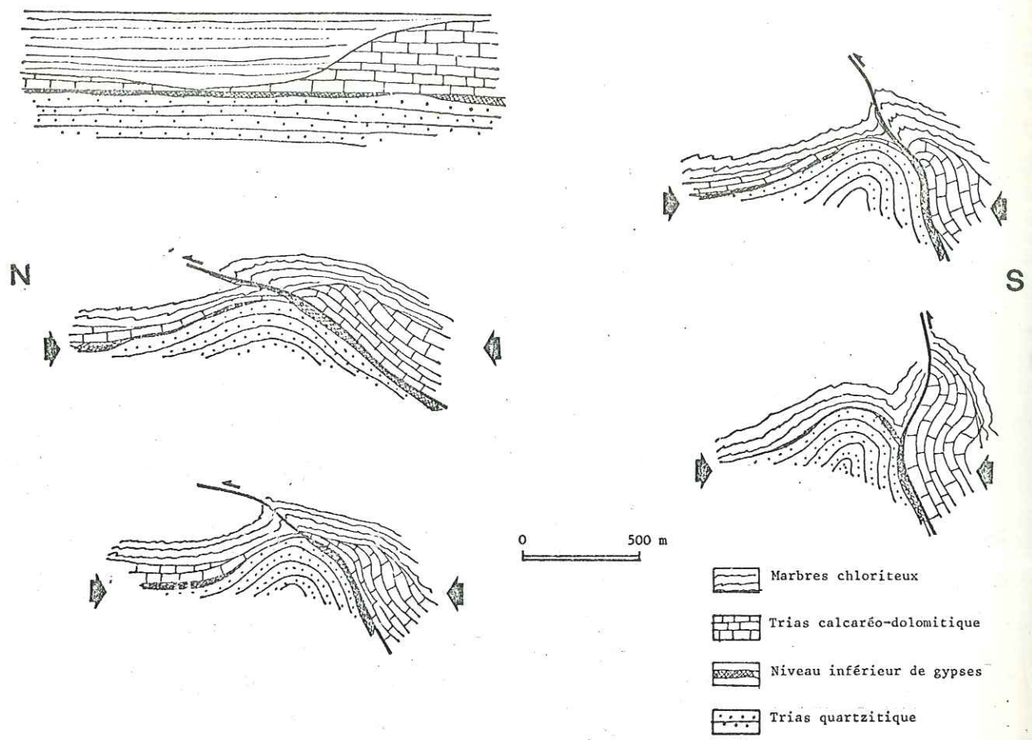


Figure 32.

a eu lieu à l'endroit où les calcaires étaient paléogéographiquement réduits.

- Dans un deuxième stade (2), un pli-faille commence à se former dans les calcaires du blocs chevauchant (bloc S), tandis que, dans le bloc chevauché un synclinal étroit apparaît dans les Marbres chloriteux. Les gypses s'injectent dans la faille.

- Dans un troisième stade (3), la faille inverse se redresse presque à la verticale, car le pli de la combe du Mont ayant tendance à se déverser progressivement vers le S. A son tour, le pli-faille du bloc S tend à s'accentuer.

- Enfin, dans un quatrième temps, la faille se déverse vers le S. Le pli se la combe du Mont se referme et le petit synclinal de Marbres chloriteux arrive à la verticale. Le plis du Rocher du Franchet se redresse lui aussi, au fur et à mesure que la faille effectue sa rotation.

Un bombement tardif et la décapitation de la partie supérieure de l'édifice conduisent à la situation actuelle que l'on peut observer sur les

coupes 4 (figure 31) et 8 (figure 35).

Remarque : Il faut souligner :

- le comportement très plastique, presque diapirique, des quartzites pendant l'évolution de cette structure. Ce comportement des quartzites a été également observé dans d'autres structures de notre secteur ;

- le rôle du *"niveau inférieur de gypses"* comme niveau de décollement de la série calcaro-dolomitique triasique ;

- le rôle de l'amincissement paléogéographique du Trias calcaréo-dolomitique, qui a joué comme point de faiblesse.

Le synclinal des Rochers du Franchet : (6).

Il s'agit d'un synclinal couché ouvert vers le S, à charnière fermée ($\gamma = 67°$), plan axial subhorizontal ($\mu = 10$ W), de direction $\sigma = 100$ (figure 28). Il est constitué par un noyau de dolomies grises à faciès ladinien et un extrados en calcaires anisiens, ces dolomies sont appuyées par l'intermédiaire de la faille de la combe du Mont sur les quartzites de l'anticlinal du même nom (photo 13).

Au niveau du col entre la Pointe de Picheru et les Rochers du Franchet, les Marbres phylliteux sont pincés en un synclinal qui s'interpose entre l'anticlinal de la combe du Mont et le pli du Rocher du Franchet (coupe 4 de la figure 31 et coupe 8 de la figure 35). La présence de cargneules dans ce pli témoigne des efforts tectoniques au cour du *"pincement"*.

Vers l'E, la faille reste cachée sous les éboulis des Creux de Picheru. Plus bas, vers les 2450m, au bord du sentier qui monte de la Daille au passage de Picheru, la présence d'une mince lame de calcaires à faciès de marbres phylliteux très laminés qui s'interpose entre l'Anisien et les quartzites werféniens, montre que l'accident se continue au moins jusqu'à ce point. Plus à l'E, la faille doit s'amortir très rapidement puisqu'on retrouve l'Anisien non décollé reposant sur le flanc S du dôme de l'Aiguille du Dôme - Pointe de la Bailletta.

Son flanc supérieur forme la magnifique corniche du Rocher du Franchet (photo 13) dont l'arête W constitue une des courses classiques d'escalade sur calcaire en Vanoise.

Le synclinal de la combe du Glaçon : (7).

Le flanc normal (inférieur) du synclinal des Rochers du Franchet

dessine une inflexion anticlinale assez ouverte (photo 13). Il passe vers le S et le bas au synclinal de la combe de Glaçon (coupes 6 et 7, figure 31). Son axe a une direction σ = 85 et plonge peu à l'W (μ = 20 W, figure 28).

Dans le secteur inférieur de la combe du Mont, le pli est assez fermé (γ = 20, étroit) et déversé vers le S, son flanc N étant chevauché par l'anticlinal de la combe du Mont (photo 13 ; coupe 7, figure 31). Plus à l'E, ce pli n'est plus visible mais la logique des coupes nous indique qu'il s'amortit au fur et à mesure que l'on s'approche de la Bouclia où il n'est représenté que par une petite inflexion synclinale (coupe 5, figure 31).

L'anticlinal du Rocher du Glaçon : (8).

Sur la rive gauche de la Combe du Glaçon, l'Anisien réapparaît (par endroits, très laminé) et il forme un anticlinal qui varie de fermé (γ = 25) à étroit (γ = 40), avec une direction σ = 98, à axe subhorizontal (μ = 6 W, figure 28) et à plan axial subvertical. Il s'amortit vers l'E et, à la Bouclia il passe à une inflexion anticlinale très ouverte à pendage parallèle aux pentes. Son flanc S est chevauché par un petit anticlinal à coeur de quartzites, le contact chevauchant étant souligné par des cargneules (coupe 5, figure 31).

L'anticlinal des Plattes de la Daille - Roc de la Tovière : (10).

A la base du Rocher du Glaçon, les dolomies du flanc S de l'anticlinal de même nom font une inflexion synclinale et se relient à l'anticlinal de la Daille (σ = 89, μ = 6 W ; figure 28), voir coupe 7, figure 31. Vers l'E, cette structure s'amortit et se fond avec l'inflexion anticlinale de la Bouclia (coupes 5 et 6, figure 31).

Vers l'W, l'anticlinal se continue, du côté SW de la Vallée, dans le Roc de la Tovière où il constitue une magnifique voûte qui contrôle la morphologie du Rocher. Son axe varie peu par rapport aux Plattes de la Daille (σ = 91, μ = 8 W ; figure 28).

Le synclinal du Vallon de la Tovière : (11).

Le fond du vallon de la Tovière est constitué par la masse de cargneules et gypses de la base des Schistes lustrés. Cette masse est encaissée entre les dolomies triasiques de l'anticlinal du Roc de Tovière au N et l'anticlinal de Bellevarde au S. Il s'agit, donc, d'un synclinal de nappe

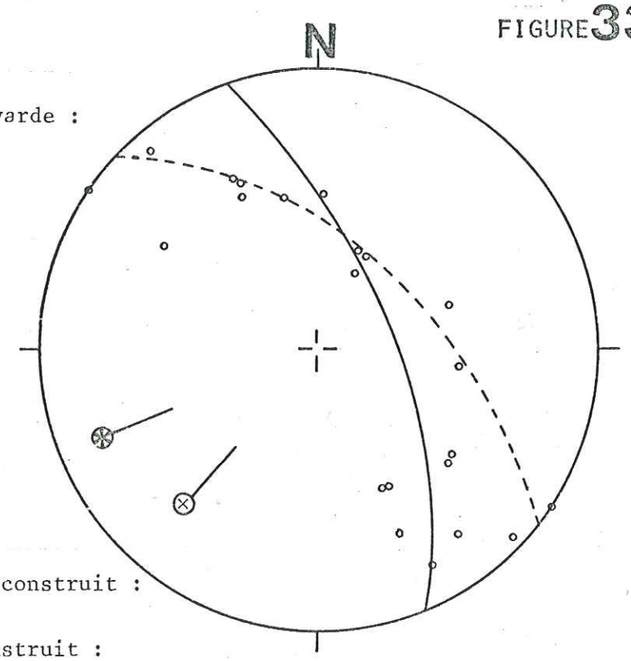
qui relie les structures du système II du côté N de la vallée de la Tarentaise avec celles du côté S.

L'anticlinal du Rocher de Bellevarde : (12).

Le synclinal de nappe du vallon de la Tovière se relie vers le S au pli de Bellevarde. Il s'agit d'un pli d'échelle kilométrique à axe peu plongeant (μ = 20-30 W). Le plan axial est subvertical et l'ouverture de la charnière est estimée en γ = 30.

FIGURE 33

Pli du Rocher de Bellevarde : Système II.



⊛— axe septentrional construit : 69/20 W (12a)

⊗— axe méridional construit : 42/30 W (12b)

Figure 33.

Sur canevas, les pôles de stratification se distribuent d'après deux grands cercles indiquant deux orientations de l'axe (12a) 69/20 W et (12b) 42/30 W (figure 33), dûes probablement à sa courbure. Une autre possibilité, c'est qu'il s'agisse d'un pli à double charnière.

La zone de charnière n'étant visible que très partiellement, il n'a pas été possible de trancher sur cette question.

Ce pli reprend l'extrémité septentrionale du pli du Charvet et les replis des Trousses, il est donc postérieur au système I. D'autre part, sa base est recoupée par une série d'accidents inverses et d'écailles à déversement E appartenant à la phase de rétrocharriage. Par conséquent, il est antérieur à cette phase.

Cette structure se relie vers le S au synclinal de la combe du Santon, après une large flexure sur le flanc S de Bellevarde (figure 26). Les gypses et cargneules de la base des Schistes lustrés remplissent le creux synclinal. Plus au S, sur le versant N du Mont Charvet, le synclinal se relie à l'anticlinal de la Fontaine Froide.

L'anticlinal de la Fontaine Froide : (14).

C'est un pli ouvert (γ = 88), à plan axial modérément penté (δ = 56 S) et à axe subhorizontal (μ = 6 W), de direction σ = 86 (figure 28).

Ce pli reprend très nettement les flancs du pli couché du Rocher du Charvet (figure 26), la surface de décollement inférieure matérialisée par une bande de cargneules et aussi l'écaille sous-jacente à cette surface. La base du pli est tronquée par l'accident tangentiel de rétrocharriage du versant occidental de la vallée de la Calabourdane.

On trouve donc ici, tout comme pour le Rocher de Bellevarde, mis à part la différence d'orientation des axes de plissement, l'évidence directe de la superposition des trois phases tectoniques principales génératrices de structures distinguées dans notre secteur d'étude.

Quant à la surface de décollement inférieure du pli couché du Rocher du Charvet, il est fort possible qu'elle ait rejoué en faille inverse après la phase II, lors des mouvements de rétrocharriage.

L'anticlinal de la Roche des Fours : (15).

Il s'agit d'un pli qui a été repris par les mouvements de rétrocharriage mais qui conserve une direction σ = 75°, son plongement est faible (μ = 22° W) (figure 28). Sa position actuelle montre un déversement vers le N (δ = 55-60 S) et sa base est reprise par l'accident tangentiel de rétrocharriage qui passe le long du fond de la vallée de la Calabourdane. Plus

à l'E, l'axe s'infléchit au SE par effet postérieur du rétrocharriage tandis que, vers l'W, ce pli se termine en biseau sous les cargneules de l'accident du flanc inverse du pli couché du Rocher du Charvet.

D'autre part, sur la paroi W du Cirque des Fours, on peut observer un pli hectométrique appartenant à ce système et qui présente une très nette interférence avec les structures de rétrocharriage de la haute vallée de la Calabourdane.

Les plis du vallon de la Grande Sassière :

Dans le vallon de la Grande Sassière, on observe une série de replis qui reprennent très nettement la surface de charriage de la Nappe des Schistes lustrés en pincées synclinales ouvertes vers le N.

Il s'agit de plis à style très souple, assez fermés, à charnières très aigües par endroits, à plans axiaux subhorizontaux et à déversement vers le S. L'échelle de ses replis est hectométrique à métrique. Une schistosité de crénulation parallèle aux plans axiaux des plis se développe localement.

La figure 34 montre quelques axes de plis à grande et moyenne échelles ainsi que la schistosité de crénulation mesurée sur des plis métriques en rive gauche du ruisseau de Grande Sassière.

Les axes ont une plus grande dispersion que ceux du faisceau du Franchet. On remarquera aussi le fort plongement de la schistosité vers le N. A l'origine, le plongement de la schistosité a du être plus proche de l'horizontale et l'actuelle position est sans doute la conséquence des bombements tardifs. De même, pour les axes des plis, des efforts tardifs peuvent être la cause de la dispersion observée.

La coupe 8 (figure 35) montre le repli du NE de la Pointe de Picheru où l'on voit un beau synclinal de Schistes lustrés (16) sur un anticlinal déversé vers le N à coeur de dolomies triasiques plus ou moins décollées des quartzites de la combe du Mont (17). D'autre part, les coupes 3 et 4 de la figure 31 montrent le repli anticlinal à noyau de quartzites de la rive gauche du ruisseau de la Grande Sassière (18).

Nous sommes tentés de corréler ces plissotements avec les plis d'identiques caractéristiques mis en évidence par CABY (1968, figure 5, coupes NS) du côté N de la klippe de la Grande Sassière, dans le haut Val Grisanche.

FIGURE 34

Orientation du système II dans le Vallon de la Grande Sassière.

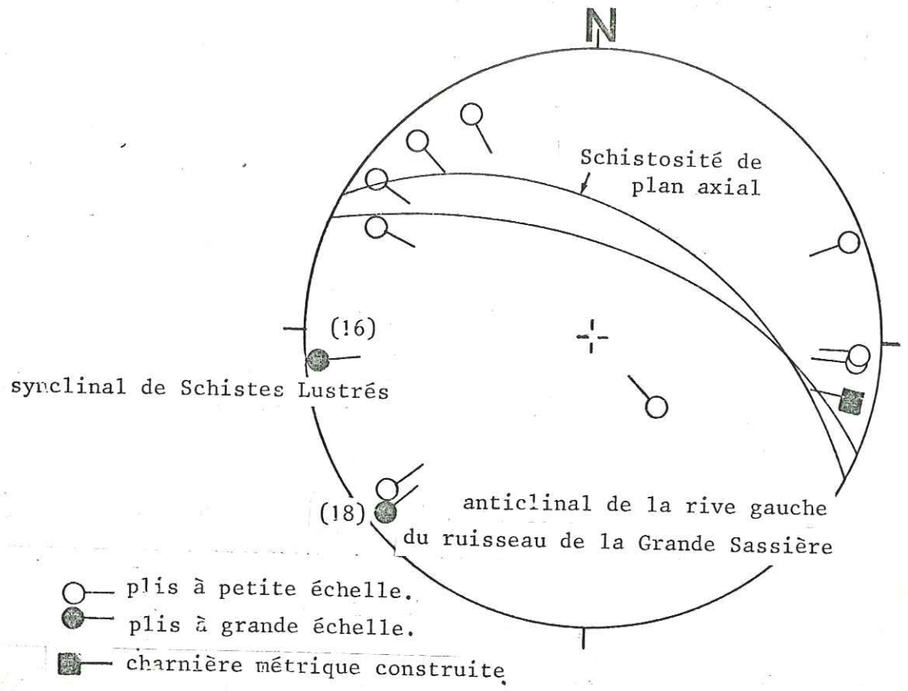


Figure 34.

La figure 36 montre respectivement les fourchettes de variation d'axes de plis du haut Val Grisanche (90°-130°) et du vallon de la Grande Sassière (50°-150°). On voit que la dispersion des axes est beaucoup plus large pour le vallon de la Grande Sassière ; cependant, l'orientation des axes moyens est très proche pour les deux données (haut Val Grisanche : 110°, vallon de la Grande Sassière : 100°). Nous pouvons donc conclure que les directions sont coïncidentes à quelques degrés près.

Par ailleurs, en comparant la dispersion totale des directions de l'ensemble des plis vallon de la Grande Sassière - haut Val Grisanche et les plis de ce système au S du vallon de la Grande Sassière déjà montrés dans la figure 34, on relève que la fourchette de dispersion des premiers est déplacée

FIGURE 35

COUPE A L'EST DE LA POINTE DE PICHERU - SYSTEME DE STRUCTURES II

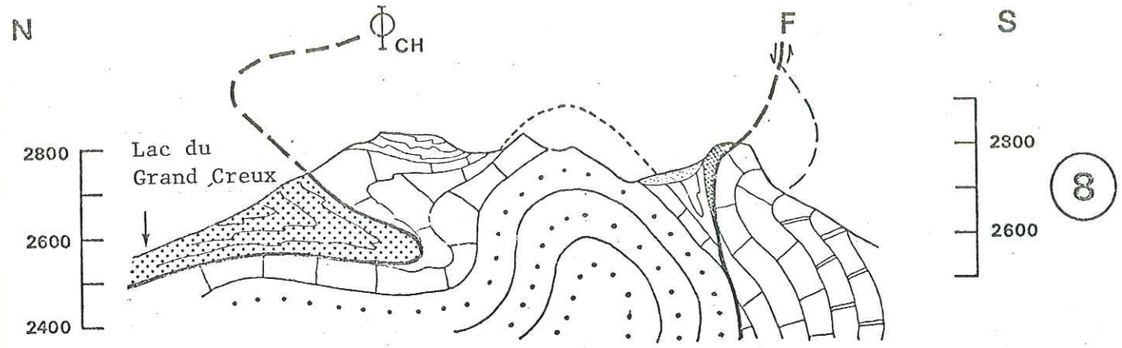
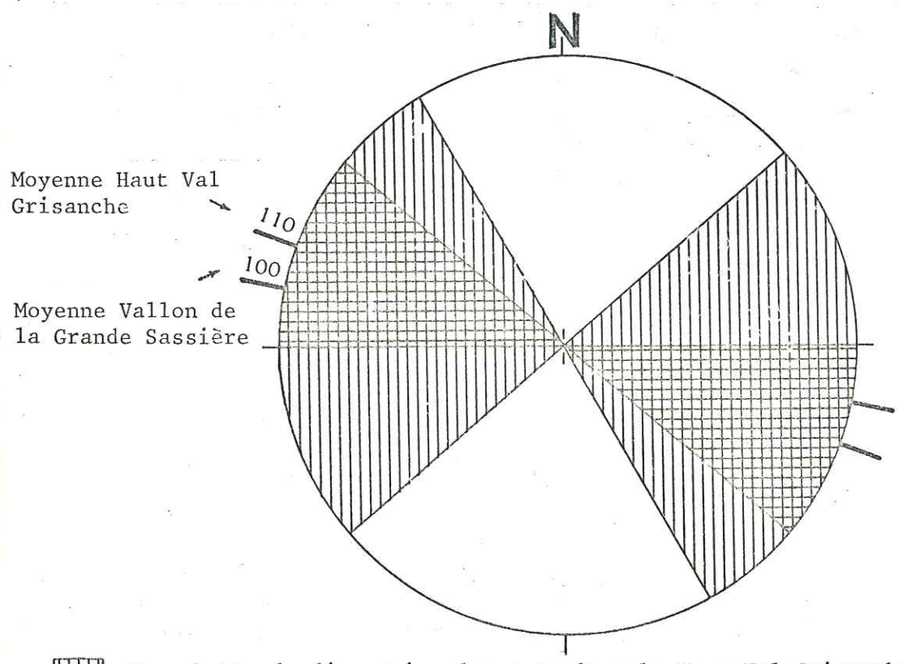


Figure 35.

Comparaison des directions des axes du système II dans le Haut Val Grisanche (d'après CABY, 1968) et dans le Vallon de la Grande Sassière (cette étude).

FIGURE 36



Fourchette de dispersion des axes dans le Haut Val Grisanche.

Fourchette de dispersion des axes dans le Vallon de la Grande Sassière.

Figure 36.

dans le sens des aiguilles d'une montre par rapport à celle des derniers.

Ce déplacement s'observe aussi pour les moyennes des directions (figure 37).

FIGURE 37

Direction des axes de plis du système II : comparaison entre le secteur du Haut Val Grisanche - Vallon de la Sassière et le secteur au S du Vallon de la Grande Sassière.

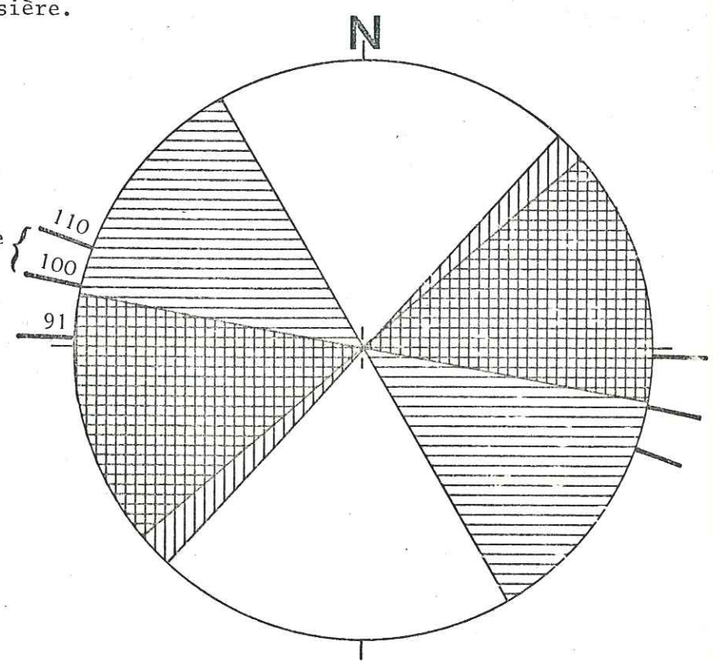


Figure 37.

Cette tendance est renforcée par la variation progressive régionale du changement de direction des axes (91° au S jusqu'à 110° au N).

L'anticlinal de la Pointe du Santel : (19).

Il s'agit d'un pli droit très laminé à coeur de Lias prépiémontais bréchique et enveloppé par les brèches de la Tsanteleina.

Cependant la précisionacceptable pour la moyenne des plis du S du Vallon de la Grande Sassière, ne se retrouve pas ailleurs. Par conséquent, nous dirons que les directions respectives sont coincidentes dans la limite de l'erreur de la méthode et que les plis les plus septentrionaux ont effectué une rotation de 10° à 20°.

LE SYSTEME DE STRUCTURES II DANS LE BLOC-KLIPPE DE LA COMBE DU PISSET ET DANS LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES.

Le système de structures II dans le bloc-klippe de la Combe du Pisset (Nappe de la Grande Motte).

Dans le Lias prépiémontais de la combe du Pisset, on a observé des plis de petite et moyenne échelle dont les axes E-W mis en évidence dans la fifure 38. Il s'agit de plis peu pentés à raides, avec charnières assez ouverte, dans lesquels une schistosité de plan axial peu pénétrative se présente par endroits.

Système de plis II dans les calcschistes du bloc-klippe de la Combe du Pisset (Nappe de la Grande Motte)

FIGURE 39

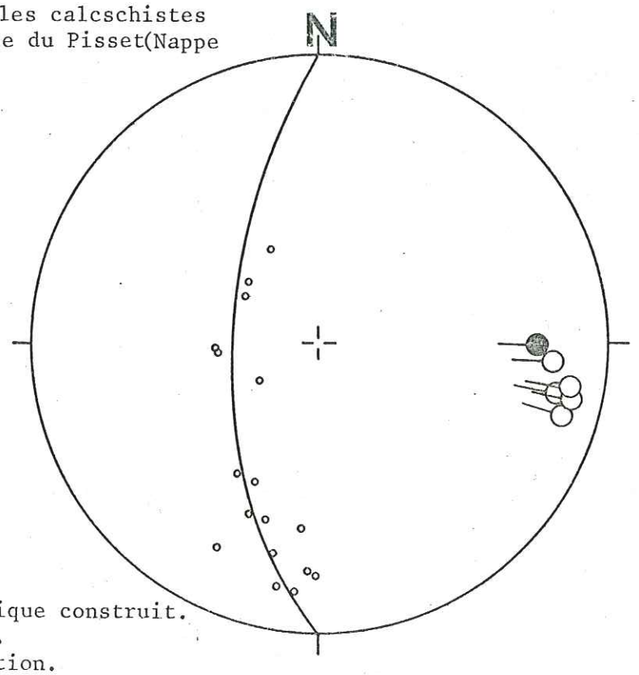


Figure 38.

148

ELLENBERGER (1958, figure 97) a observé également des axes E-W dans le Massif de la Grande Motte. Par conséquent, nous pouvons étendre ces structures à l'ensemble de la nappe de la Grande Motte.

Le système de structures II dans la nappe des Schistes lustrés.

Il nous a semblé voir des plis couchés à grande échelle dans cette unité (par exemple dans la paroi S de la Grande Sassière) : malheureusement nous n'avons pas pu y consacrer le temps nécessaire et on s'est limité seulement à quelques observations isolées sur de petits plis E-W. Les stations d'observation et les mesures effectuées sont indiquées dans la figure 40.

Les plis du système II dans les Schistes lustrés sont appelés ici b_2 et ils ont un style très souple, à charnières étroites souvent isoclinales et à axes peu plongeants ou modérément plongeants. Ils reprennent une ancienne schistosité S_1. La schistosité de plan axial (S_2) des plis b_2 est très pénétrative et elle efface souvent la schistosité S_1. En effet, ces deux schistosités se confondent très généralement.

Dans les faciès pélitiques, les petites charnières b_2 sont soulignées par un bourrage de quartz. Parfois, des amandes de quartz *"sont enroulées"* formant des corps cylindriques parallèles à la direction des axes. La schistosité de plan axial S_2 dans ces faciès est indistincte de la schistosité S_1 dans la plupart des cas.

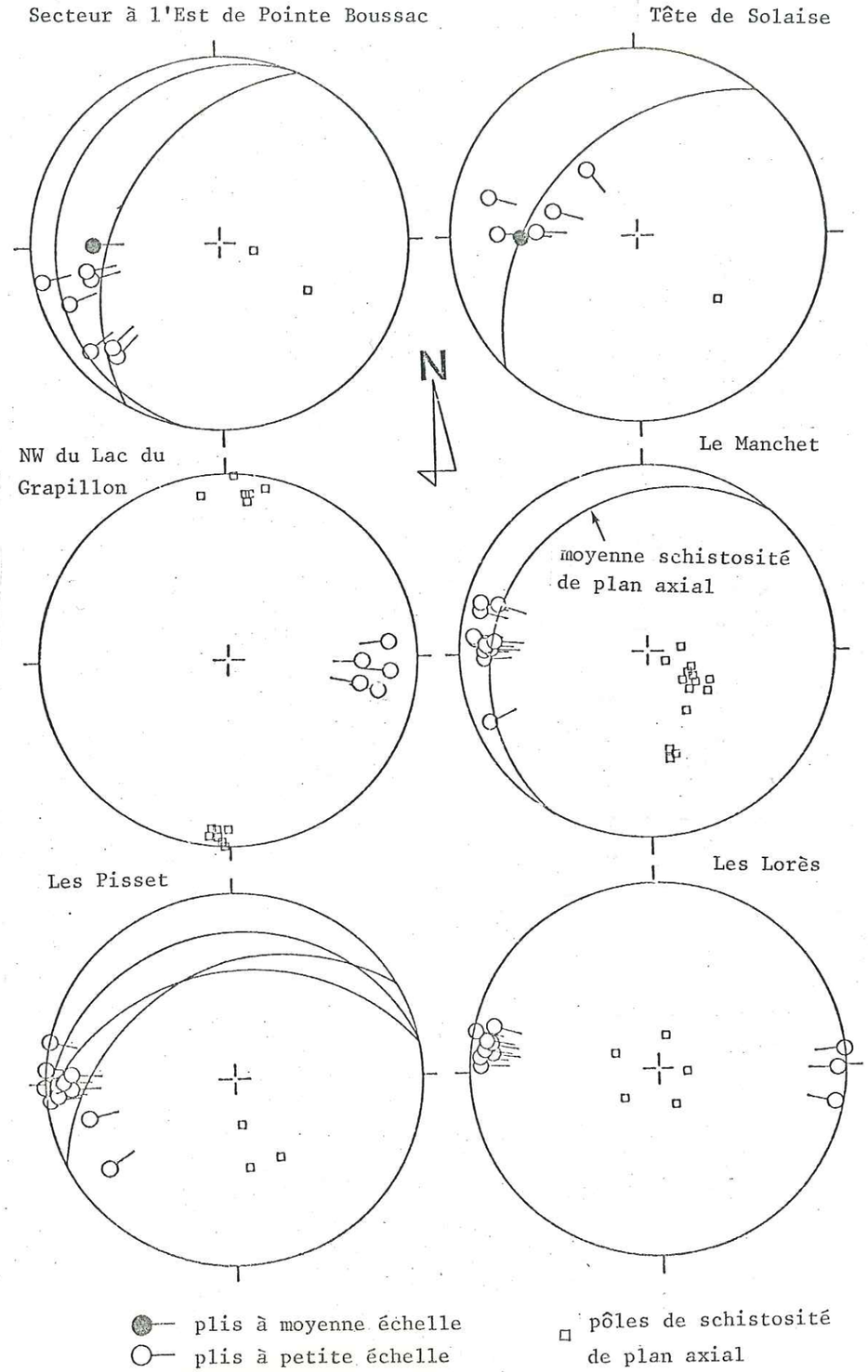
Dans les faciès calcaires, plus massifs, les charnières b_2 sont moins aigües et la schistosité b_2 prend plutôt l'aspect d'un clivage de crénulation dont les plans de discontinuité sont assez écartés, parfois de l'ordre du centimètre. Dans ce type de faciès, la schistosité S_2 est très différente de l'ancienne schistosité S_1.

Malgré la distance entre les différentes stations de mesures, les directions des axes restent très constantes (figure 40). Le pendage du plan axial est en général faible. Néanmoins, par endroits, l'ensemble est repris dans un deuxième plissement caractérisé par des plis décamétriques à hectométriques couchés, assez ouverts ayant également des directions E-W. Le dispositif est schématiquement illustré dans la figure 41, en prenant l'exemple observé au S du col de Fresse.

Cette dernière déformation ne développe pas de schistosité de plan axial. Elle est interprétée comme la suite de la déformation continue qui a produit les structures b_2 et S_2.

FIGURE 40

OBSERVATIONS A PETITE ET MOYENNE ECHELLES DANS LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES



D'autre part, dans le secteur du Prariond (Zone de la Grivola), où les accidents de rétrocharriage sont très importants, la schistosité S_3, qui accompagne les mouvements en rétrocharriage, se confond avec la schistosité régionale des Schistes lustrés. Il s'agit là plutôt d'un glissement qui a provoqué des déplacements en rétrocharriage réutilisant la schistosité S_2, plus ancienne. Ces glissements ont produit une dispersion des axes b_2, ceci peut s'observer au lieu-dit des Creux de l'Ouille (figure 42).

FIGURE 42 A

Dispersion des axes b_2 liée aux rétrocharriages dans la nappe des Schistes Lustrés

FIGURE 41

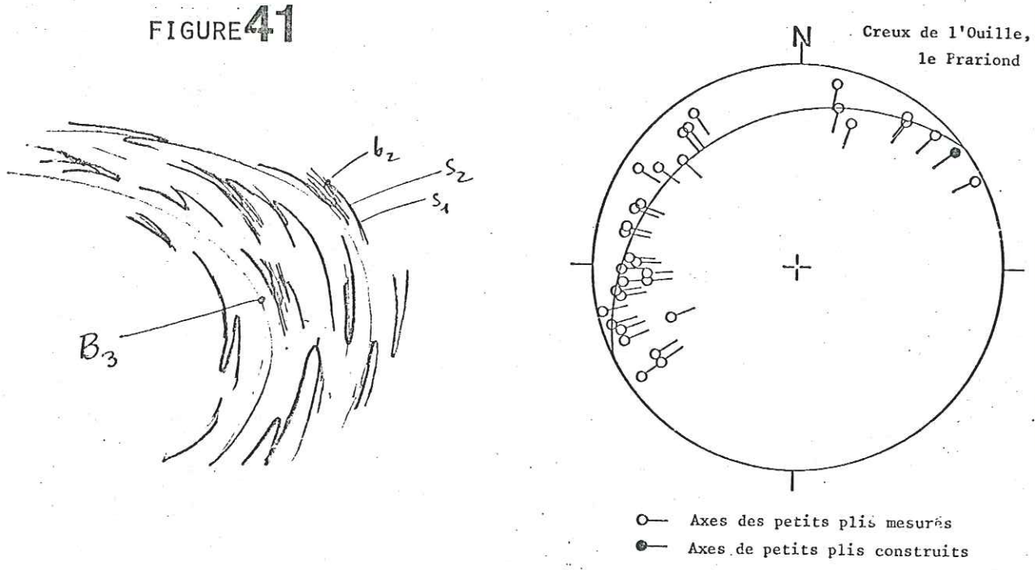


Figure 41.

DISCUSSION ET CONCLUSION SUR LE SYSTEME DE STRUCTURES II.

Chronologie relative par rapport aux autres systèmes de structures et par rapport aux unités allochtones.

- Pendant la discussion du système de plis I, nous avons démontré que le système de plis II se superpose au premier ; il est donc postérieur dans le temps.

- De plus, nous savons que ce système de plis est tronqué par une série d'écailles et d'accidents inverses en rétrocharriage, à directions approximativement orthogonales à leur orientation (voir schéma structural). Le système de plis II est donc antérieur aux mouvements de rétrocharriage.

Ceci est confirmé par la dispersion des axes b_2 qui indique donc que le rétrocharriage responsable est nécessairement postérieur à ces axes.

- De plus les plis du système de structures II observés dans la couverture de Val d'Isère - Ambin intéressent aussi, très nettement, la surface de charriage de la base des Schistes lustrés. Par conséquent, ils sont, soit postérieurs, soit contemporains à la mise en place de la nappe.

- Enfin ce système a été aussi retrouvé à l'intérieur des Unités allochtones du bloc-klippe de la combe du Pisset et de la nappe des Schistes lustrés ; ceci montre à l'évidence, encore une fois, que la mise en place de ces unités a eu lieu avant ou pendant la génération des plis transversaux.

Le style de la déformation dans les différentes unités.

En ce qui concerne le style de la déformation, on peut remarquer :

- d'une part, l'allure ouverte et à plans axiaux redressés des plis de la couverture de Val d'Isère - Ambin. Il en est de même dans la klippe de la combe du Pisset.

- d'autre part, que la déformation, liée à ce système de plis dans la nappe des Schistes lustrés, est beaucoup plus pénétrative et développe une schistosité régionale qui se présente à grande échelle subparallèle à une schistosité ancienne S_1.

A notre avis, la différence du style de la déformation dans les deux unités allochtones se devrait en partie à leur différence lithologique (les matériaux de la combe du Pisset ayant une affinité briançonnaise) mais aussi fondamentalement, à une histoire tectonique et métamorphique plus compliquée dans les Schistes lustrés, préalablement à leur charriage.

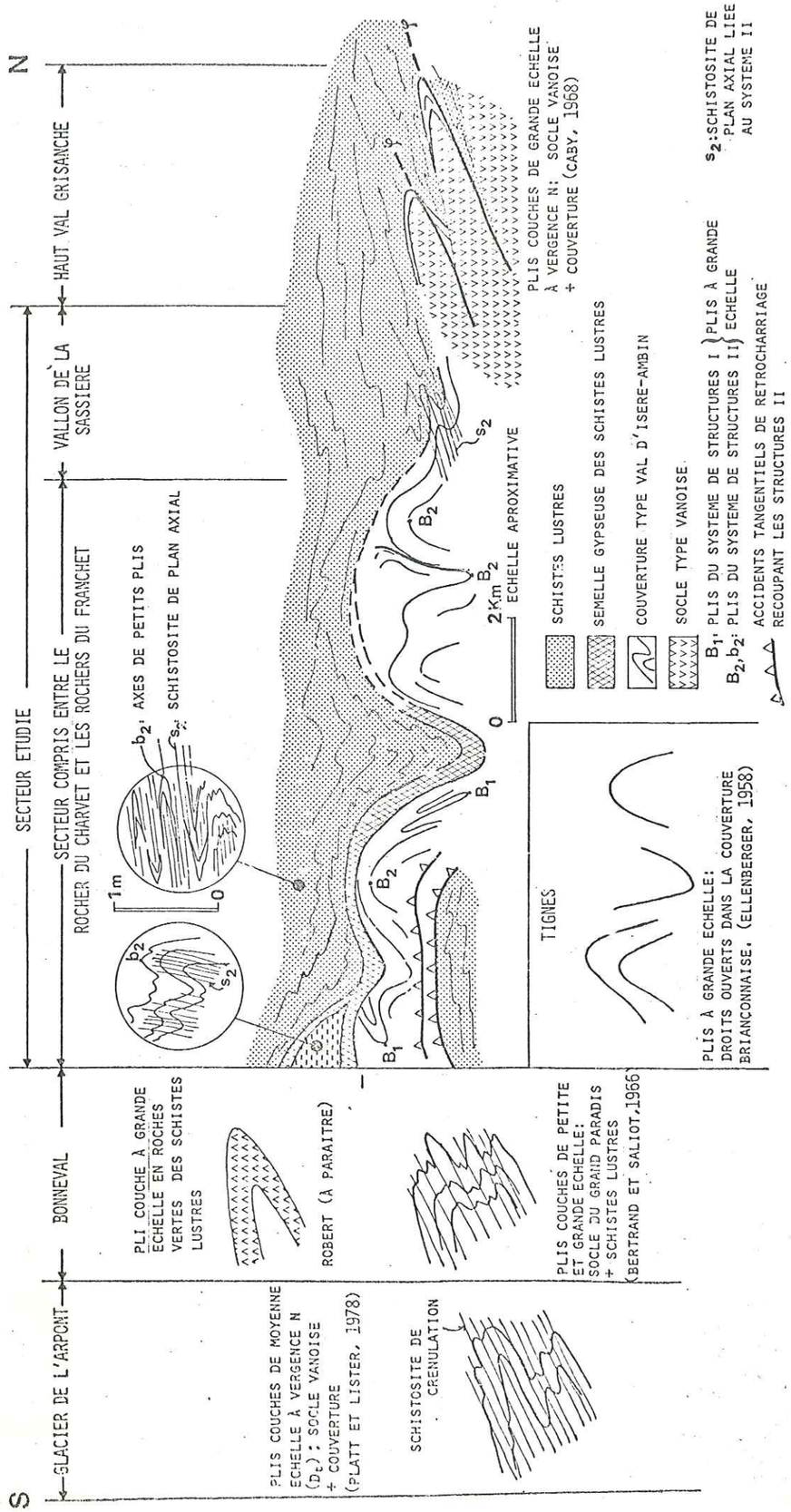
Essai de corrélation avec les régions voisines.

Dans ce secteur, aussi bien que dans les régions adjacentes, la déformation à axes E-W s'avère très importante.

En effet, comme cela apparaît dans le schéma de la figure 42, les structures transversales s'expriment par des déformations pénétratives dans

FIGURE 42 b

CADRE DE CORRELATION DES STRUCTURES TRANSVERSALES (E-W) AVEC LES SECTEURS VOISINS



les socles type Vanoise et du Grand Paradis, aussi bien que dans les couvertures respectives. Par ailleurs, l'importance de cette phase a été mise en évidence à l'échelle de toutes les Alpes occidentales (PLESSMAN et WUNDERLICH, 1961 ; CABY, 1973).

Le style lourd et sans vergence de la couverture du secteur examiné présente un contraste marqué avec le style souple et à vergence N se manifestant dans les régions voisines. La différence dans le style des plis serait en rapport avec une différence importante dans la nature des matériaux déformés. En effet :

- Vers le N, deux changements lithologiques ont lieu :

. d'une part, la Nappe des Schistes lustrés perd son coussinet *"amortisseur"* de gypses et cargneules basales.

. d'autre part, la couverture est très réduite aux abords du vallon de la Grande Sassière et presque totalement absente du côté N de la klippe (CABY, 1968, carte géologique).

Il faut, en outre, signaler que les structures de rétroplissement présentent également un changement dans le style de la déformation en allant de la haute Tarentaise vers la haute vallée de Rhêmes. Ce fait renforce l'idée de l'influence de la lithologie sur le style des structures.

- Vers le SE, la Nappe des Schistes lustrés repose sur le Massif du Grand Paradis par l'intermédiaire d'une très mince couverture mésozoïque autochtone sur le socle hercynien. La déformation est identique dans le socle et les Schistes lustrés (BERTRAND et SALIOT, 1966 ; BERTRAND, 1968).

- Vers le S, une déformation E-W à vergence N a été mise en évidence dans le socle type Vanoise et dans sa couverture par PLATT et LISTER (1978) aux environs du glacier de l'Arpont. Cette déformation est accompagnée par une schistosité de crénulation. Au cours d'escalade de la Dent Parrachée, nous avons eu l'occasion de constater que le Trias calcaréo-dolomitique est peu épais dans cette région et que, par endroits, on retrouve le Lias et le Crétacé supérieur directement en contact tectonique sur le socle type Vanoise. Il y aurait, là aussi, une différence au niveau de la relation socle-couverture par rapport à notre secteur d'étude.

- Enfin, vers l'W, ELLENBERGER (1958) a décrit, à l'W de Tignes, des structures transverses fort semblables à celles que nous avons observé dans le secteur de Val d'Isère.

Schistes lustrés du Haut Cristallin et a étendu ses conclusions à la transversale de Guillestre (1976).

Dans le secteur oriental de notre région de thèse, les structures de rétrocharriage sont particulièrement bien développées. Ces structures se caractérisent par des plis à toutes les échelles et des cisaillements tangentiels importants de direction NE et à vergence très marquée vers l'E. Une schistosité de plan axial se développe dans les unités stratigraphiques riches en phyllites (Lias prépiémontais, Crétacé supérieur et Schistes lustrés de la Zone de la Grivola).

LE SYSTEME DE STRUCTURES III DANS LA COUVERTURE DE VAL D'ISERE-AMBIN ET DANS LES UNITES ALLOCHTONES.

- Dans une transversale le long de la haute vallée de Tarentaise, entre Val d'Isère et la frontière franco-italienne, les structures s'organisent en deux faisceaux de plis. De l'W vers l'E, on a :

. le faisceau du Fornet ;

. le faisceau du Prariond.

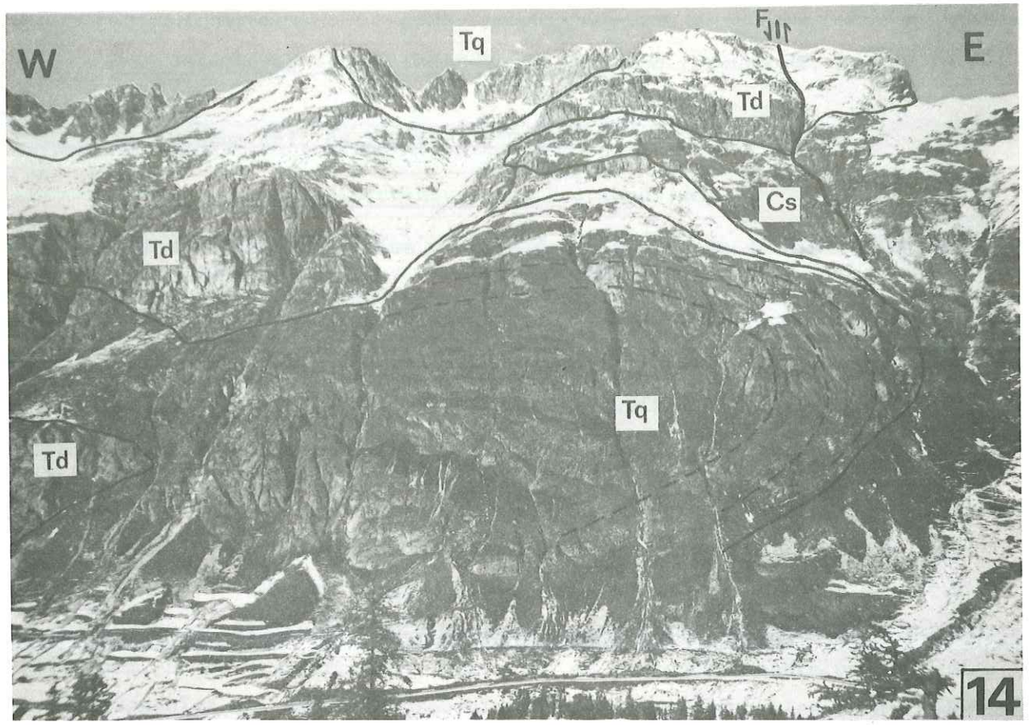
Cet ensemble de plis se présente chevauchant les Schistes lustrés de la Zone de la Grivola (schéma structural).

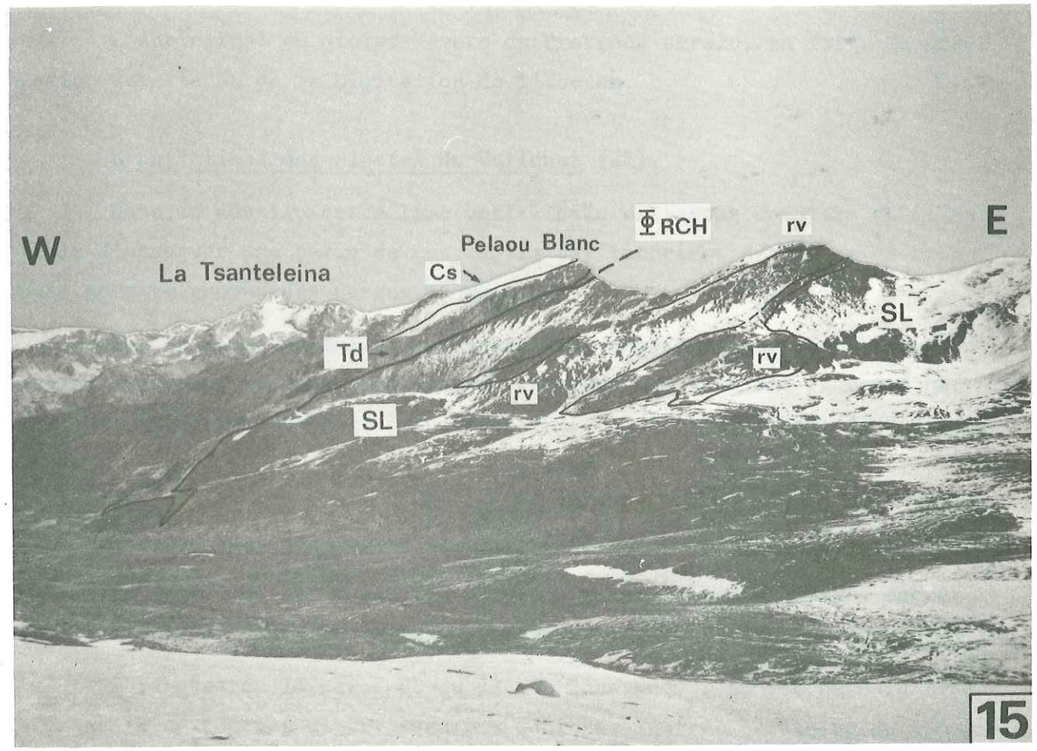
- D'autre part, entre la haute vallée de la Calabourdane et le glacier des Fours, il est possible d'observer une série d'écailles en rétrocharriage chevauchant les Schistes lustrés du Col de l'Iseran.

Le faisceau du Fornet est bien représenté par le pli à coeur de quartzites triasiques du Museau-Plan de Solaise (29). Quant aux structures du faisceau du Prariond et de la haute Calabourdane-glacier des Fours, on les décrira, plus en détail, à l'aide des coupes sériées des figures 43 et 44.

Photo 14. Anticlinal de rétrocharriage du Museau-Plan de Solaise (29), faisceau du Fornet.
Tq: Trias quartzitique ; Cs: Crétacé supérieur : Marbres chloriteux.
Td: Trias dolomitique.

Photo 15. Ecaille de rétrocharriage du Pelaou Blanc - Pointe de l'Arselle (34).
Td: Trias dolomitique ; Cs: Crétacé supérieur ; SL: Schistes lustrés ; r.v.: roches vertes.
Noter l'éperon rocheux dans l'arête W du Pelaou Blanc, constitué par un bloc de Paléozoïque inclus dans le Crétacé supérieur.





Les structures III du faisceau du Prariond (figure 43, photos 16 et 17).

On observe ici, de l'E vers l'W :

L'anticlinal du Niolet-Revers du Prariond (20).

Cet anticlinal est bien visible dans le secteur du Niolet, où il chevauche en faille inverse (ΦR_{II}) les Schistes lustrés de la Grivola par l'intermédiaire d'une bande de cargneules. Egalement vers le SW, cette lame anticlinale est observable dans les Revers du Prariond, où elle est enveloppée par les cargneules de la base des Schistes lustrés.

Vers le NE, ce synclinal se lamine de plus en plus et s'enfonce en tunnel sous les Schistes lustrés du glacier de Bassagne.

Dans le ruisseau du Niolet, les dolomies triasiques de cette lame anticlinale sont totalement cargneulisées. Plus au NE, une branche de cette zone de broyage se sépare du reste de la masse dolomitique et se suit jusqu'au col 3140m. De ce dernier point, vers l'E, on rencontre encore un affleurement de cargneules qui se relie probablement avec les cargneules en affleurements isolés au milieu du glacier del Fond. Ces cargneules se relaient également, vers le N, avec celles des environs de la Grande Vaudala.

L'anticlinal du Niolet-Revers du Prariond serait, en fait, la prolongation vers le NE de la Digitation de l'Iseran.

L'anticlinal des Plattes du Vallonet (21).

Dans le détail, cette lame anticlinale est assez complexe et il est possible d'observer une série de ces replis à l'intérieur des dolomies triasiques, en rive gauche des Gorges du Malpasset.

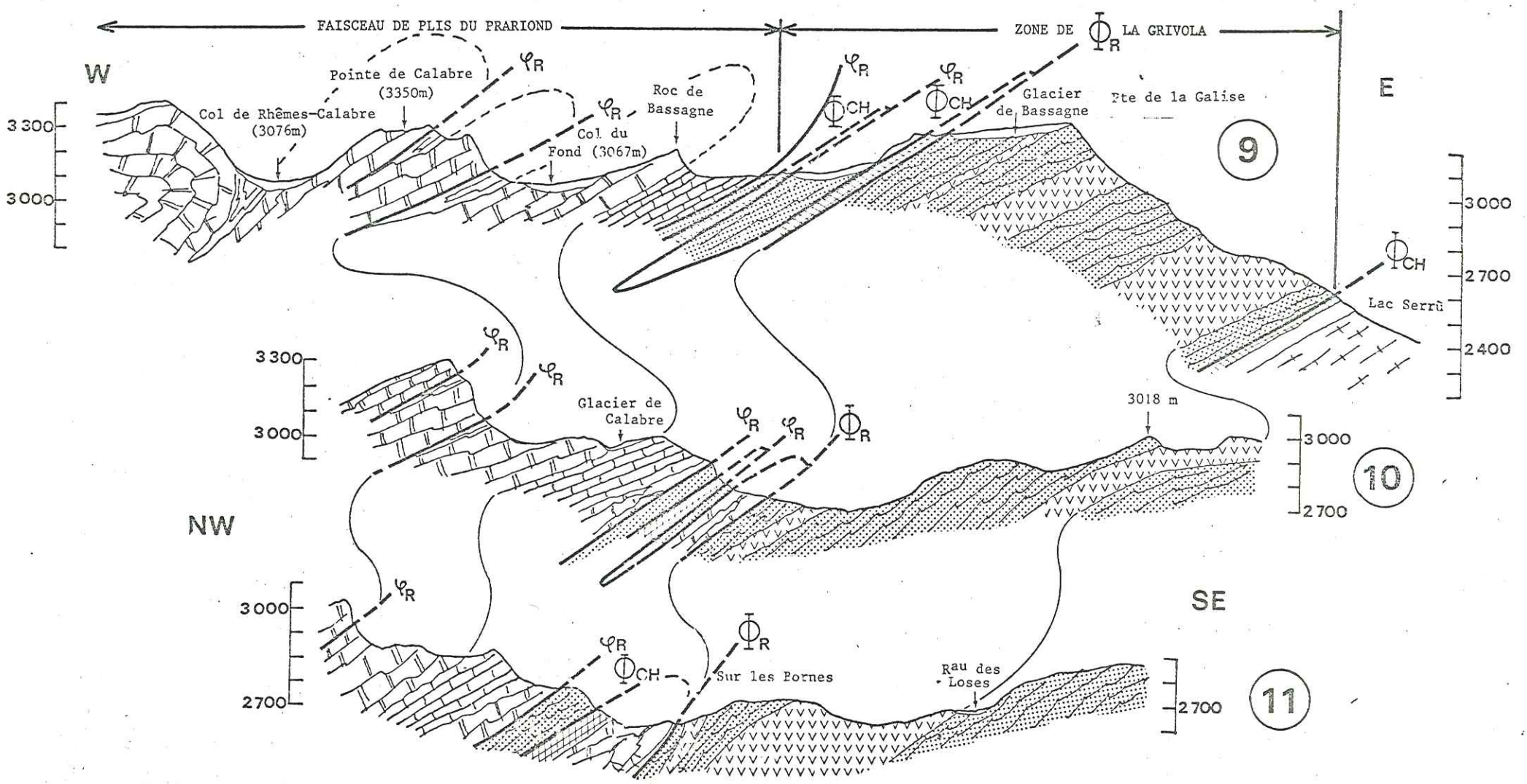
Sur le flanc normal de cet anticlinal reposent, en transition, les calcaires schisteux du Lias prépiémontais, tandis que le flanc renversé chevauche, par l'intermédiaire de l'accident ΦR_{III}, une large pincée de Schistes lustrés.

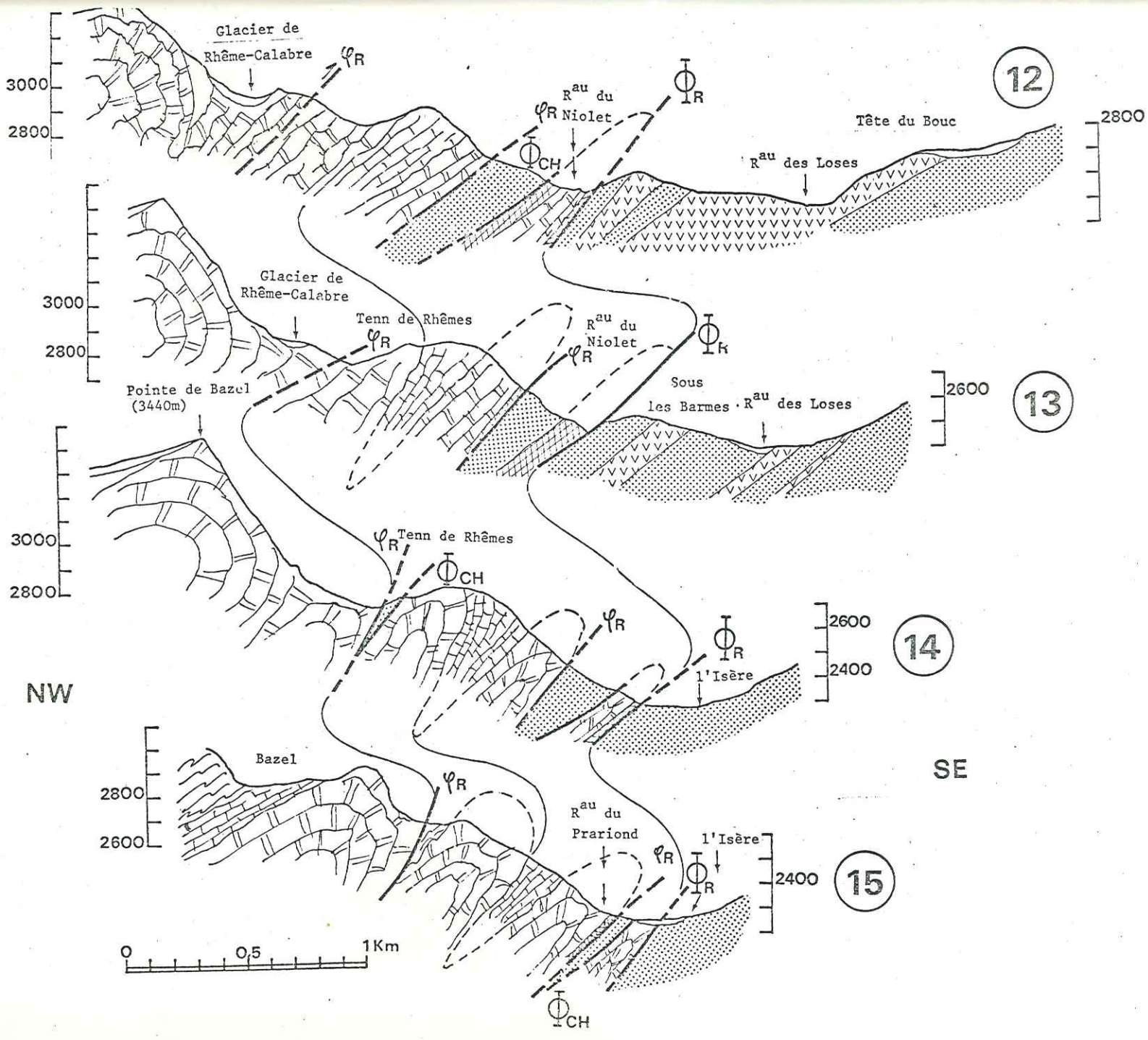
Le synclinal des Gorges du Malpasset-Roc de Bassagne (22).

Ce synclinal est constitué par le Lias prépiémontais pincé entre deux anticlinaux de dolomies triasiques (photos 16, 17 ; coupe 9, figure 43).

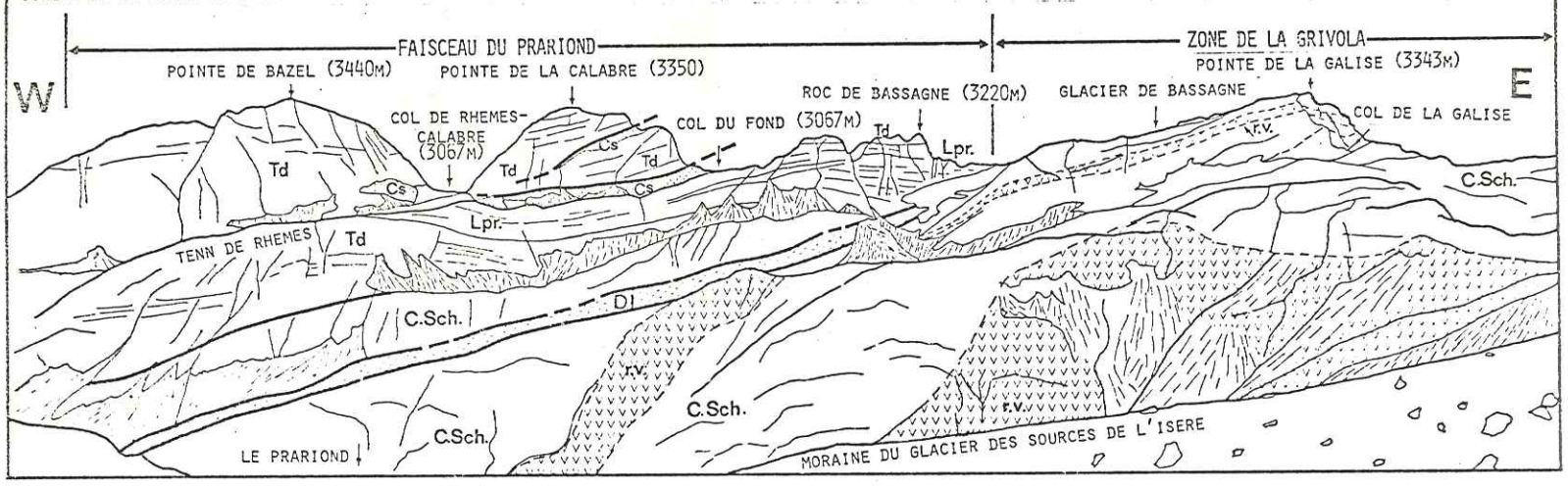
A la base de la paroi SE du Roc de Bassagne, l'on retrouve le Lias prépiémontais en contact direct avec les Schistes lustrés par suite du laminage de l'anticlinal des Plattes du Vallonet.

COUPES SERIEES DU FAISCEAU DU PRARIOND : SYSTEME DE STRUCTURE III FIGURE 43

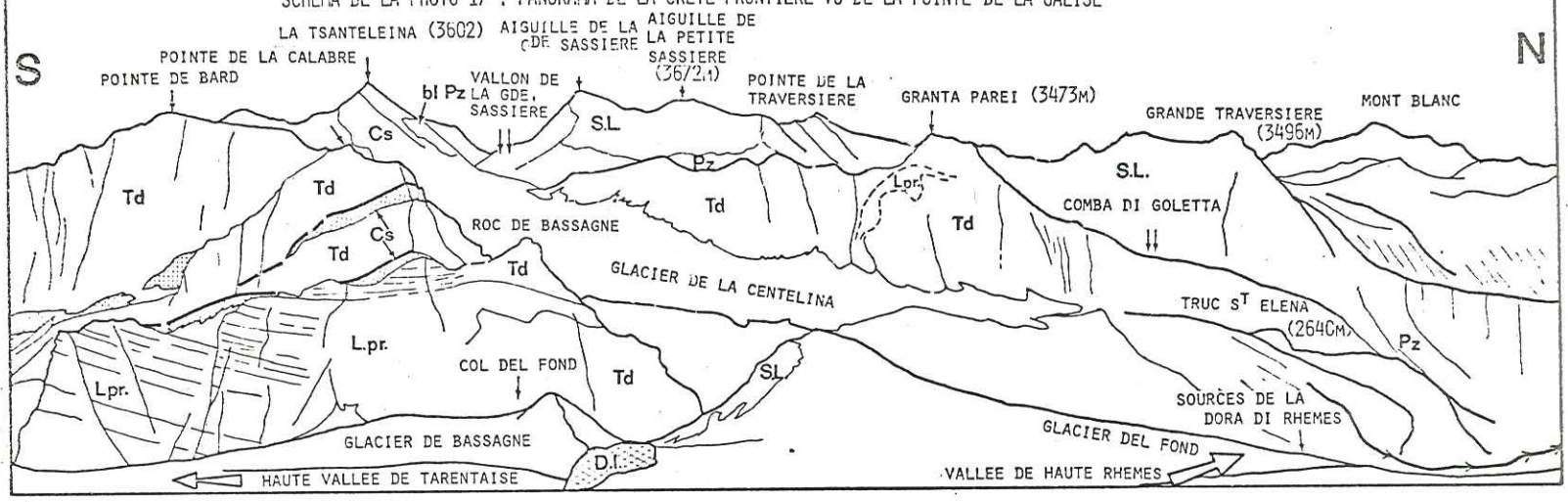




SCHEMA DE LA PHOTO 16 : PANORAMA DES STRUCTURES EN RETROCHARRIAGE (SYSTEME III) AU FAISCEAU DU PRARIOND ET DES SCHISTES LUSTRES DE LA ZONE DE LA GRIVOLA



SCHEMA DE LA PHOTO 17 : PANORAMA DE LA CRETE FRONTIERE VU DE LA POINTE DE LA GALISE



Td TRIAS DOLOMITIQUE
L.pr. LIAS PREPIEMONTAIS
Cs CRETACE SUPERIEUR
D.I. DIGITATION DE L'ISERAN
} COUVERTURE DE VAL D'ISERE-AMBIN

C.Sch. CALC-SCHISTES
r.v. ROCHES VERTES
Pz SOCLE TYPE VANOISE
} NAPPE DES SCHISTES LUSTRES: S.L.

L'anticlinal des Cavales-Tenn de Rhêmes (23).

La charnière de cet anticlinal est particulièrement bien observable un peu en aval du lieu-dit Tenn de Rhêmes. Là, on observe deux étroites pinçées de Schistes lustrés coincés entre le flanc renversé de l'anticlinal de Bazel-Tête d'Arollay et le flanc normal de l'anticlinal des Cavales-Tenn de Rhêmes (coupes 14 et 15, figure 43).

Plus au SW, cet anticlinal est encadré par deux pincées synclinales de Schistes lustrés sous lesquelles il doit s'enfoncer en tunnel, très rapidement car, dans le fond de la vallée de l'Isère, nous n'avons pas retrouvé les dolomies.

Les lames anticlinales de la Pointe de Calabre (coupe 9, figure 43).

A la Pointe de Calabre, on rencontre deux lames anticlinales de dolomies triasiques chevauchant à leur base deux bandes de Crétacé supérieur (Marbres chloriteux (photo 16 et 17) dont les contacts supérieur et inférieur sont extrêmement tectonisés.

Vers le N, le contact inférieur de la lame anticlinale du sommet de la Pointe de Calabre entraîne tectoniquement le Crétacé supérieur sous-jacent sur le Socle de type Vanoise.

L'anticlinal de Bazel-Tête d'Arollay (24).

Cet anticlinal est sensiblement moins laminé que les structures anticlinales en dolomies que l'on vient de décrire. En effet, sa charnière peut être observée aisément depuis la route de l'Iseran.

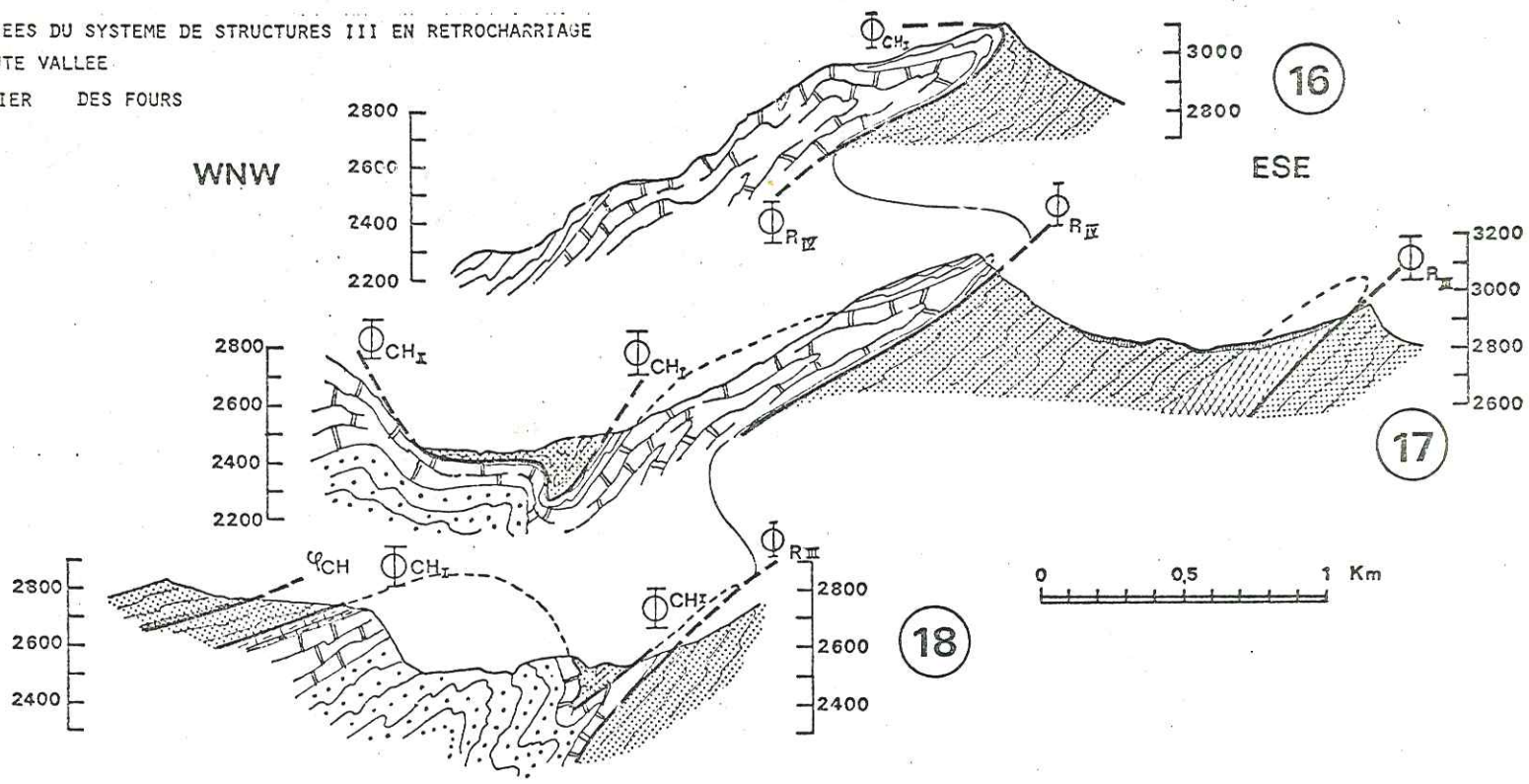
Vers le SW, le flanc renversé de l'anticlinal de Bazel-Tête d'Arollay se retrouve, chevauchant directement les Schistes lustrés par l'intermédiaire de l'accident inverse ΦR_{IV}.

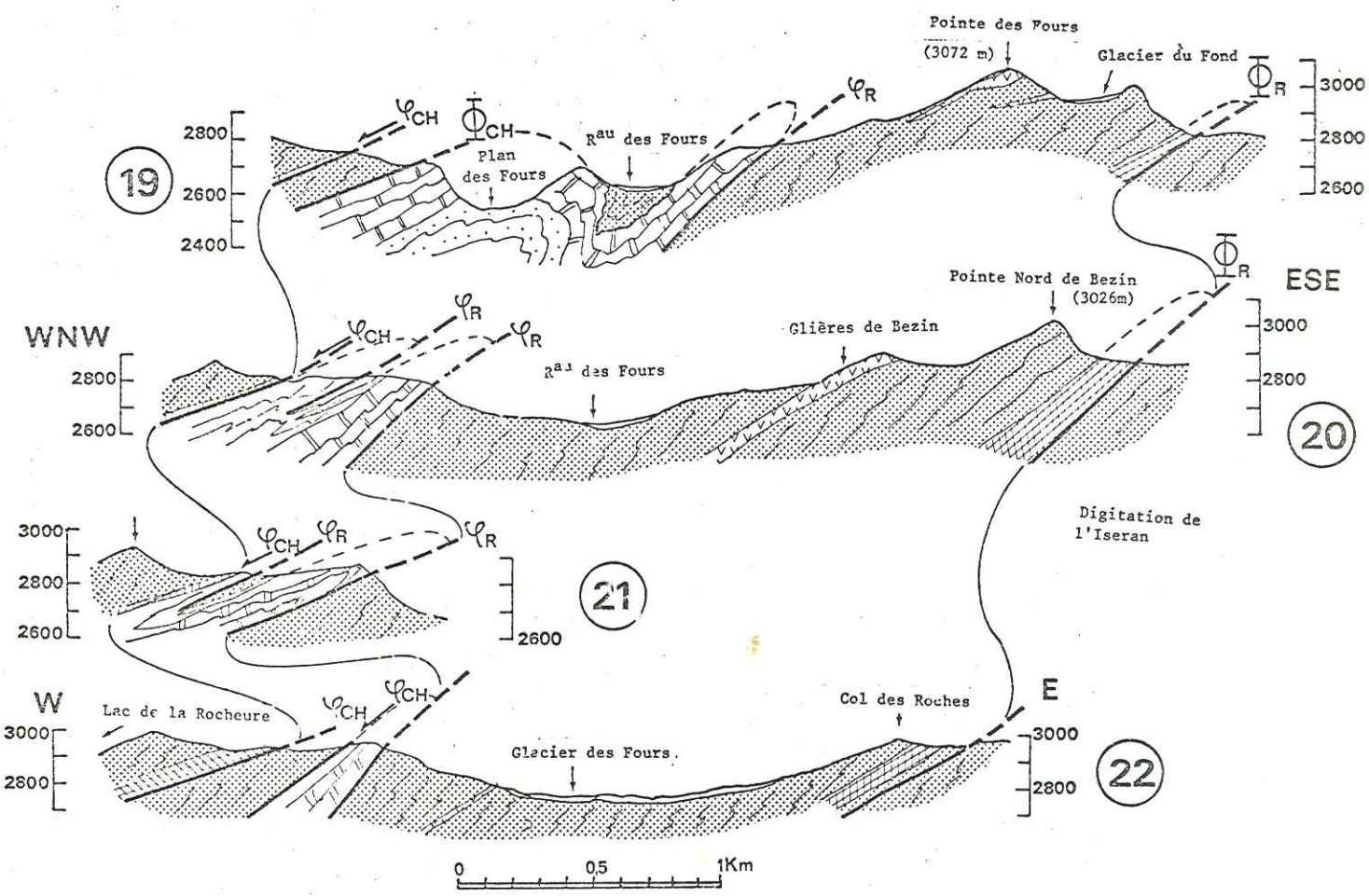
Le système de structures III entre la haute vallée de la Calabourdane et le glacier des Fours.

Dans les coupes seriées de la figure 44, il est possible d'observer l'écaille très aigüe et laminée du Pelaou Blanc - Pointe de l'Arselle (34) (voir également photo 15) chevauchant les Schistes lustrés de l'Iseran. En particulier, la coupe 16 montre que les Schistes lustrés enveloppent la charnière pour rejoindre, plus bas, les Schistes lustrés du synclinal de nappe du ruisseau des Fours (36).

FIGURE 44

COUPES SERIEES DU SYSTEME DE STRUCTURES III EN RETROCHARRIAGE
ENTRE LA HAUTE VALLEE
ET LE GLACIER DES FOURS



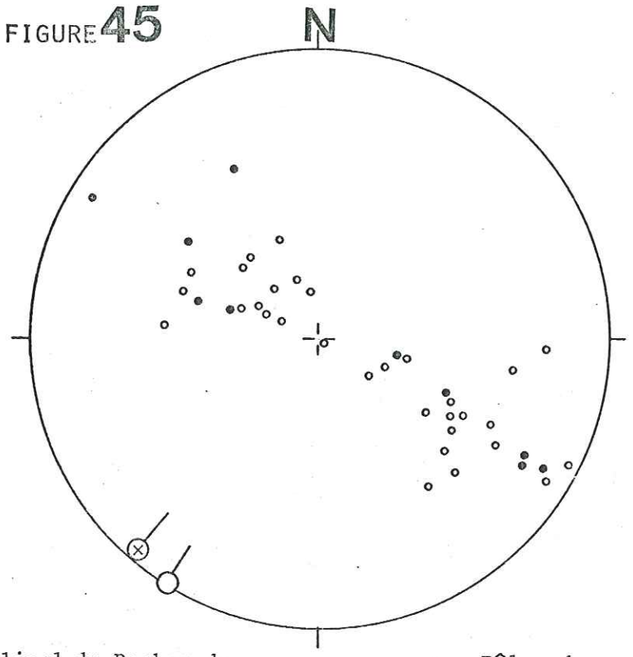


Les plis de la Roche des Fours (37) *et du Rocher du Mont Roup* (38).

Ces plis, à style assez ouverts, dont les directions sont indiquées dans la figure 45, sont également dus aux effets du rétrocharriage mais ils sont considérablement amortis.

En outre, il est à remarquer que le pli du Rocher du Mont Roup reprend les surfaces de charriage de la base du bloc-klippe de la combe du Pisset et des Schistes lustrés (schéma structural).

FIGURE 45



Anticlinal du Rocher du Mont Roup 31/H

Synclinal de la Roche des Fours 40/4 SW

Pôles de stratification pli décamétrique. Rocher du Mont Roup.

Pôles de stratification pli du Rocher du Mont Roup (Echelle kilométrique)

LES STRUCTURES D'INTERFERENCE DU MASSIF DE L'AIGUILLE DU DÔME - POINTE DE LA BAILLETTA ET DU PLAN DES FOURS.

Il s'agit de dômes à noyaux de quartzites werféniens (schéma structural) qui représentent des "*figures d'interférence du système de plis II avec les plis de rétrocharriage du type carton à oeufs*" (voir par exemple : RAMSAY, 1967, p. 531). Dans la figure 46, il est indiqué les pôles de stratification du flanc E du dôme de l'Aiguille du Dôme - Pointe de la Bailletta.

En particulier les flancs orientaux des deux structures sont repris dans des plis à déversement E manifeste.

FIGURE 46

Terminaison orientale du dôme de l'Aiguille du Dôme - Pointe de la Bailletta.

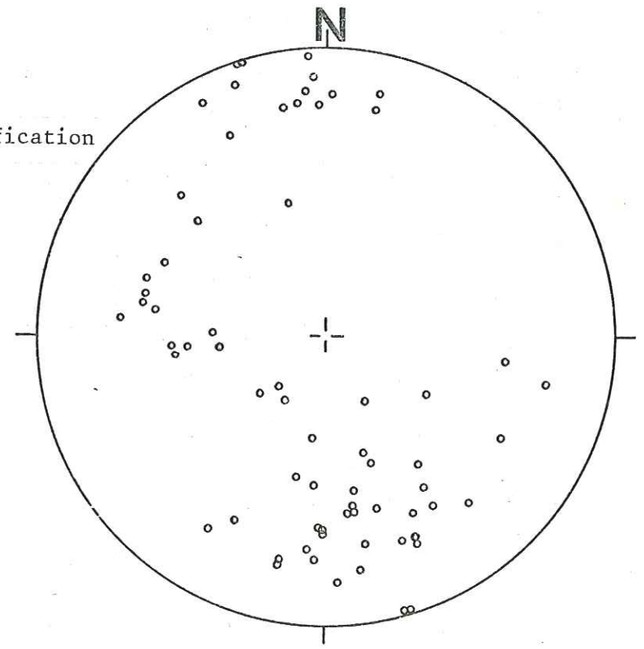


Figure 45.

LA DIGITATION DE L'ISERAN.

Notre carte géologique démontre que la Digitation de l'Iseran n'est que la continuation vers le S des anticlinaux des Plattes du Vallonet et du

Niolet-Revers du Prariond. D'autre part, les coupes seriées de la figure 44 indiquent une valeur anticlinale de cette bande, d'après la logique des coupes.

Du point de vue lithologique, nous retrouvons dans les cargneules de cette digitation des éléments identiques aux terrains de la couverture de Val d'Isère-Ambin.

Il s'agirait donc d'une bande de couverture en rétrocharriage extrêmement broyée.

LES STRUCTURES DU SYSTEME III DANS LE MASSIF DU GRAND PARADIS.

Dans portion du Grand Paradis examiné pendant ce travail, le système de structures III est représenté par l'écaille de gneiss oeillés de la Roccia del Nivolet, chevauchant le socle du Grand Paradis et sa couverture mésozoïque par l'intermédiaire de l'accident du ruisseau d'Arcetti ($\mathfrak{T}R_I$).

DISCUSSION ET CONCLUSION SUR LE SYSTEME DE STRUCTURES III.

L'étude des systèmes de plis I et II a montré que ces structures étaient recoupées par les accidents inverses de la vallée de la Calabourdane. Le système III est donc postérieur aux systèmes I et II.

D'autre part, la superposition des plis III au système de plis transversaux E-W II confirme la succession II puis III dans le temps.

Cette évolution tectogénétique n'est pas compatibles avec l'idée d'un "*sous-charriage*" de la Zone de la Grivola sous la Zone interne de la Nappe du Grand Saint-Bernard comme le soutiennent CABY et *al.* (1976 a et b) et CABY et *al.*, à paraître. En effet, le "*sous charriage*" impliquerait que les structures de rétrocharriage soient précoces.

En outre, les pincées synclinales de la nappe des Schistes lustrés observées dans les coupes du Prariond paraissent très difficilement explicables par un sous-charriage.

De plus, notre carte géologique aussi bien que les coupes seriées associées indiquent que la couverture de Val d'Isère - Ambin est rétroplissée "*en tunnel*" sous la nappe des Schistes lustrés. Il n'y a donc aucune discontinuité d'ordre tectonique majeur entre l'Unité de la Grivola et l'Unité des klippes dans les Schistes lustrés. La Digitation de l'Iseran ne constitue, pour nous, qu'une simple bande de couverture type Val d'Isère - Ambin à valeur et en position anticlinale.

La figure 46 représente un schéma interprétatif de l'évolution des structures en rétrocharriage du secteur étudié. En particulier, on remarquera que les anticlinaux ont un style beaucoup plus ouvert que celui des étroites pincées synclinales de Schistes lustrés. C'est un dispositif qui évoque l'expérience de la page 383 du livre de RAMSAY (1967).

Un essai d'interprétation des structures de rétrocharriage a été avancé, en termes de tectonique de plaques par ROEDER en 1973. Pour cet auteur en effet, les rétrocharriages seraient "*synthétiques*" par rapport au plongement d'une zone de subduction. Cependant, ce modèle ne semble pas satisfaisant pour les Alpes occidentales. En effet, actuellement, il est généralement accepté une subduction à regard E, suivie d'une obduction responsable de la mise en place des Schistes lustrés et des ophiolites associées. Les rétrocharriages seraient donc "*antithétiques*" et non "*synthétiques*" par rapport à cette subduction.

Un modèle récent de MATTAUER et TAPPONNIER (1978) tend à expliquer ces rétrocharriages par un régime de contraintes symétriques de style chaîne intracontinentale, postérieures aux charriages obductifs océaniques vers l'Ouest.

CONCLUSIONS SUR LA TECTONIQUE.

Deux unités, en positions structurales distinctes, ont été reconnues dans la nappe des Schistes lustrés:

- l'unité de la Grivola: en position interne, coincée sous la couverture de Val d'Isere-Ambin, elle-même rétrodéversée, et le Massif du Grand Paradis.
- l'unité des klippes: en position plus externe, reposant sur la couverture de Val d'Isère-Ambin.

Du point de vue structural, on démontre que ces deux unités se relient, la couverture de Val d'Isere-Ambin s'interposant en tunnel entre les deux.

Trois systèmes de structures, liées à trois phases de déformation superposées dans le temps, ont été reconnus:

- Un système de structures I, de style très isoclinal, recoupé d'une part par la surface de charriage des Schistes lustrés (donc

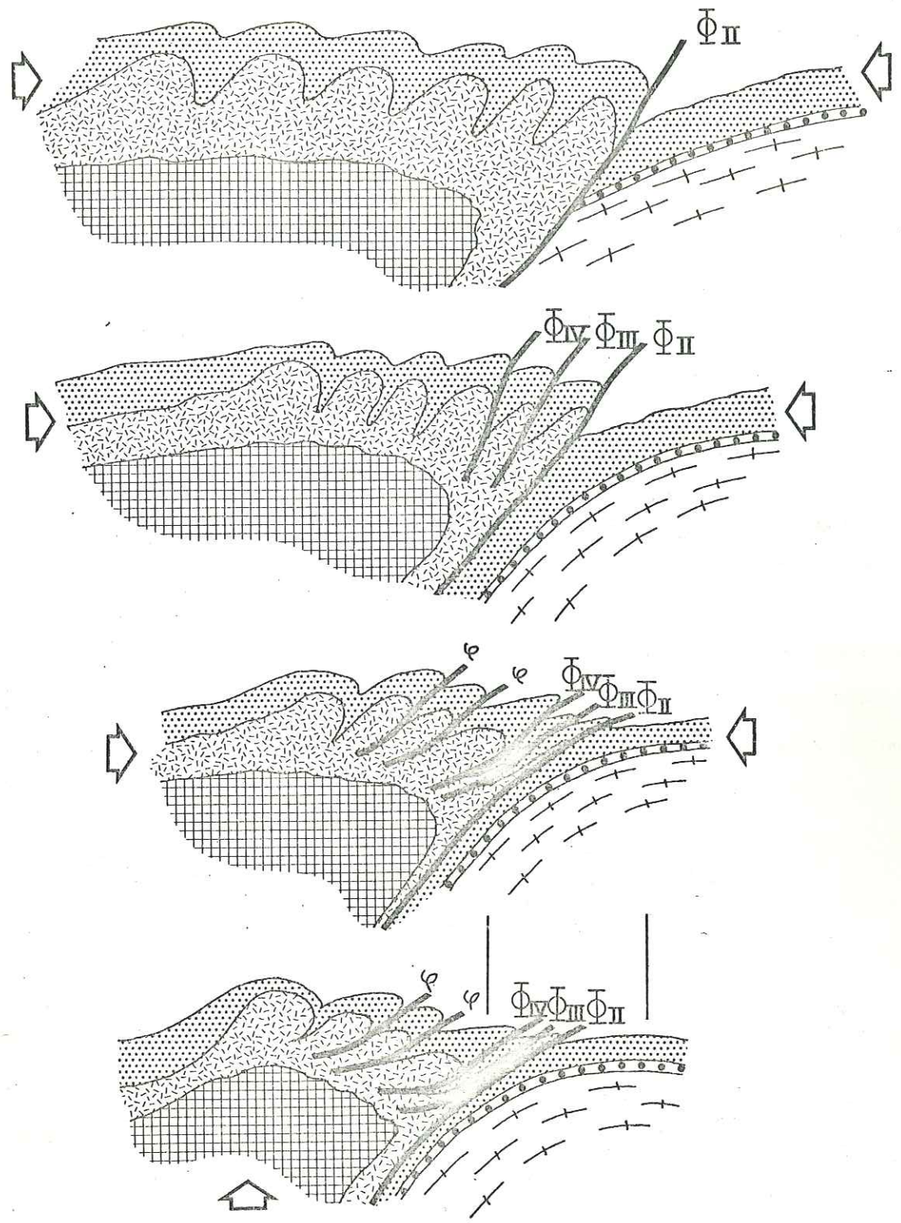
antérieur à l'Eocène supérieur-Miocène inférieur), et d'autre part par les systèmes II et III. Les directions originelles de ce système seraient, en gros, E-W. Ce système serait probablement lié à une phase précoce ayant provoqué le décollement initial de la couverture sur le socle de Vanoise, avant la mise en place des unités allochtones.

-Un système de structures II, de directions transverses E-W. La base des Schistes lustrés est impliquée dans ce système, ce qui indiquerait qu'il est postérieur ou contemporain à la mise en place de la nappe. En particulier, unevergence du Sud vers le Nord est marquée par des pincements synclinaux de Schistes lustrés à certains endroits.

- Enfin, un système de structures III, constitué de plis et d'écailles de direction NE et déversées vers les zones internes. Ce système de structures est tardif et superposé aux structures I et II. Il est également responsable du plongement de la zone de la Grivola sous la zone interne de la nappe du Grand Saint-Bernard.

FIGURE 46

SCHÉMA INTERPRETATIF DES MOUVEMENTS DE RETROCHARRIAGE DANS LE FAISCEAU DU PRARIOND



BIBLIOGRAPHIE

AMSTUTZ, A. (1955) - Sur le Permo-Carbonifère des Pennides. *C.R. Acad. Sc. Paris, 241, p. 1150-1152.*

AMSTUTZ, A. (1962) - Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques espaces au Sud d'Aoste. *Arch. Sc. Ph. Nat., Genève, 15, fasc. 1.*

ARGAND, E. (1911) - Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale (échelle 1/500.000). *Mat. Carte Géol. Suisse (Nouv. Sér.), 27, Carte spéciale n° 64, 4 pl.*

ARGAND, E. (1934) - La zone pennique. *Guide Géol. Suisse, 3, p. 149-189.*

AUBOUIN, J. (1965) - Geosynclines. Developments in geotectonics, volume 1. *Elsevier, Amsterdam, 335 pages.*

BARBIER, R. (1948) - Les zones ultradauphinoise et briançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém. Service Carte Géol. de Fr., 291 pages.*

BARBIER, R., BLOCH, J.P., DEBELMAS, J., ELLENBERGER, F., FABRE, J., FEYS, R., GIDON, M., GOGUEL, J., GUBLE Y., LANTEAUME, M., LATREILLE, M., LEMOINE, M. (1963) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. *Livre Jub. P. Fallot, Soc. Géol. Fr., t. 2, p. 331-377.*

BARFETY, J.C., GIDON, M., LEMOINE, M. (1970) - Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias supérieur de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sc., Paris, 270, p. 2900-2902.*

BAUD, A et MEGARD-GALLI, J. (1975) - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase préocéanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone des Alpes occidentales et des préalpes. *IXe Congrès international de Sédimentologie, Nice, thème 5, p. 45-50.*

BEARTH, P. (1966) - Zur mineralfariellen stellung der Glaucophangesteine der Westalpen. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 46, p. 13-23.*

BELON, P. (1974) - Les Schistes lustrés de Vanoise. Campagne de juillet. *Rapport inédit, 8 p.*

BERTRAND, J.M. L. (1966) - Etude géologique de la partie française du Massif du Grand Paradis (région de Bonneval sur Arc, Vanoise orientale). *Thèse, Université de Paris, 128 pages.*

BERTRAND, J.M. (1968) - Etude structurale du versant occidental du Massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Géologie Alpine, 44, p. 55-87.*

BERTRAND, J.M.L. et SALIOT, P. (1966) - Données nouvelles sur l'âge et la nature des gneiss du Grand Paradis (Alpes Graies). *C.R. Acad. Sc. Paris, 262, (D), p. 1669-1672.*

BERNOULLI, D. (1972) - Norht Atlantic and Cenozoic sediments franc the Atlantic ocean *in. Initial report of D.S.D.P., U.S. Government Printing Office, 14, p. 787-954.*

BERNOULLI, D. et JENKYNS, H.C. (1974) - Alpine, mediterranean and central atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys, *in* Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Sepcial publication n° 19, p. 121-160.*

BOCQUET, J. (1966) - Le delta miocène de Voreppe. Etude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble, 42, p. 53-75.*

BOCQUET, J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse Univ. Scien. et Médic. de Grenoble, 489 pages.*

BOCQUET, J. (1974) - Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri Settrori dello Zoccolo Brianzonese. *Memorie della Società Geologica Italiana, XIII, p. 271-284.*

BOCQUET, J. (1974) - Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge ante-alpin et de son polymétamorphisme. *C.R. Acad. Sc. Paris, 278 (D), p. 2601-2604.*

BOCQUET, J. (1974) - Metamorfismo prealpino nella Vanoise ed alcuni confronti con altri massicci brianzonesi. *Colloquio sull'Orogenesi Ercinica nelle Alpi, Bergamo 14-16 mars, Italie.*

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

BOURBON, M. (1971a) - Un exemple de série pélagique extrêmement condensée en zone briançonnaise, au NW de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes). *Acad. Sc., Paris, 273 (D), p. 1899-1902.*

BOURBON, M. (1971b) - Structure et signification de quelques nodules ferrugineux, manganésifères et phosphatés liés aux lacunes de la série crétacée et paléocène briançonnaise. *C.R. Acad. Sc., Paris, 273 (D), p. 2060-1062.*

BOURBON, M., de GRACIANSKY, P., MEGARD-GALLI, J. et LEMOINE, M. (1973) - L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque : carbonates de plateforme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. *C.R. Acad. Sc. Paris, 277 (D), p. 769-772.*

CABY, R. (1964) - Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Suze). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci., Grenoble, tome 40, p. 131-187.*

CABY, R. (1968) - Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structurales de la zone du Grand Saint-Bernard dans la partie Sud du Val d'Aoste (Italie). *Géologie Alpine, 44, p. 95-111.*

CABY, R. (1973) - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XV, n° 5-6, p. 624-634.*

CABY, R., KIENAST, J.R. et SALIOT, P. (1976a) - Modèle d'évolution structurale des Alpes occidentales. *Colloque international du C.N.R.S., n° 268, p. 85-92.*

CABY, R., KIENAST, J.R. et SALIOT, P. (1976b) - Translations et subductions dans les zones internes des Alpes occidentales. *4ème Réun. Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p. 86.*

CABY, R., KIENAST, J.R. et SALIOT, P. (à paraître) - Structure métamorphique et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. de Géogr. Phys. et Géody.*

CARON, J.M. (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Thèse, Institut de Géologie de Strasbourg, 326 pages.*

CARON, J.M. et GAY, M. (1977) - La couverture mésozoïque du Massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais. *Eclogae geol. Helv., 70.*

CHATTER, N.D. (1966) - On the widespread occurence of oxidezed chlorite in the pennine zone of the western italian Alps. *Contr. Miner. Petrol., 12, n° 4, p. 325-339.*

CHOPIN, C. et MALUSKI, H. (1978) - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur des minéraux alpins du Massif du Grand Paradis et de son enveloppe. *Réunion Ann. Sc. de la Terre, p. 102.*

CHURCH, B.N. (1975) - Quantitative classification and chemical composition of common volcanic rocks. *Geol. Soc. of Am. Bull., 86, p. 257-263.*

COMPAGNONI, R., ELTER, G. et LOMBARDO, B. (1974) - Eterogeneita stratigrafica del complesso degli "Geniss minuti" mel massiccio cristalino del Grau Paradiso. *Mem. Soc. Geol. It., XIII, p. 227-239.*

DAL PIAZ, G. (1939) - La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. *Boll. Soc. Geol. It., 58, p. 105-152.*

DAL PIAZ, G.V. (1974a) - Le métamorphisme eoalpin de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apennique I°. Considérations paléogéographiques. (1ère partie). *Boll. Soc. Geol. It., 93, p. 437-468.*

DAL PIAZ, G.V. (1974b) - Le métamorphisme eoalpin de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apennique (2ème partie). *Bull. Soc. Suisse Min. Pétr., 54, p. 399-424.*

DEBELMAS, J. (1963) - Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Geol. Rundsch., 53, p. 133-153.*

DEBELMAS, J. (1970) - Alpes (Savoie et Dauphiné). *Guides géologiques régionaux, 213 pages, Masson et Cie éditeurs.*

DEBELMAS, J. (1975) - Les Alpes et la théorie des plaques. *Rev. de Geographie Phys. et Géol. Dyn., XVII, fasc. 3, p. 195-208.*

DEBELMAS, J. (1976) - Deux coupes transversales des Alpes franco-italiennes. Un essai de reconstitution rétrotectonique. *Bull. Soc. Suisse Min., Pétr., 56, p. 561-565.*

DEBELMAS, J. et LEMOINE, M. (1957) - Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le Massif de Peyre-Haute, au Sud de Briançon. Importance de l'érosion ante-rhétienne dans la Zone briançonnaise. *Bull. Soc. Géol. Fr., 17, p. 489-493.*

DEBELMAS, J. et LEMOINE, M. (1963) - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais sensu stricto. *Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., n° 15, p. 232-242.*

ELLENBERGER, F. (1948) - Sur la série stratigraphique de la Vanoise. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 325-326.*

ELLENBERGER, F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Service Carte Géol. de Fr., 561 pages.*

ELLENBERGER, F. (1963) - Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. *Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Mém. du B.R.G.M., n° 15, p. 215-231.*

ELLENBERGER, F., LEMOINE, M. et SIGAL, J. (1952) - Sur l'âge des marbres en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 205-207.*

ELLENBERGER, F. et LEMOINE, M. (1955) - Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 146-148.*

ELTER, G. (1971) - Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. de Grenoble, 47, p. 147-169.*

ELTER, G. (1972) - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. *Mém. Inst. Univ. de Padova, V., XXVIII, p. 1-19.*

ERNST, W.G. (1973) - Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. of Am. Bull., 84, p. 2053-2078.*

EVANS, B.W. et LEAKE, B.E. (1960) - The composition and origin of the striped amphibolites of Connemana, Ireland. *J. Petrol., 1, p. 337-363.*

FABRE, J. (1964) - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. BRGM, 2, 315 p.*

FUDRAL, S., RAMPNOUX, J.P. et 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. Geol. Fr., 6, p. 330-332.*

FLOYD, P.A. et WINCHESTER, J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planet Sciences Letters, 27, p. 211-218.*

FRANCHI, S. (1898) - Sull'eta mesozoica della zona delle pietre verdi nell Alpi occidentali. *Bull. R. Comit. Geol. d'Italia, 29, n° 3-4, 236 pages.*

FRANCHI, S., MATTIROLO, E., NOVARESE, V. et STELLA, A. (1912) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1/100.000 Foglio 41, Gran Paradiso. Rilevamenti de 1890-1910. *R. Ufficio Geologico.*

GAY, M. (1970) - Le Massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique ante-alpine. *B.R.G.M., Sér. 2, sect. 1, n° 3, p. 5-31.*

GAY, M. (1972) - Le Massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique et évolution structurale. *Arch. Sc., Genève, 25, fasc. 1, p. 5-10, fasc. 2, p. 165-214.*

GAY, M. et VIALETTE, Y. (1974) - Le socle du Massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes).*In* BOCQUET, J. (1974) - Colloque des 19-20 novembre 1973. Séance spécialisée de la Société Géologique de France : Le métamorphisme alpin dans les Alpes occidentales. *Géologie Alpine, 50, p. 27-37.*

GENSAC, P. (1972) - Notice explicative de la carte écologique de Moûtiers-Parc National de la Vanoise 1/100.000. *Trav. Sci. du Parc National de la Vanoise, 11, p. 49-71.*

GENSAC, P. (1974) - Principes pour une cartographie de l'impact des activités humaines sur le milieu. Application à la Carte de Moûtiers-Parc National de la Vanoise au 1/100.000. *Documents de cartographie ecologique, XIV, p. 1-15.*

GENSAC, P. et ROTHE, B. (1974) - Carte de la végétation de la réserve de la Grande Sassière. *Trav. Sci. du Parc National de la Vanoise, V, p. 77-103.*

GIDON, M. (1962) - A propos de l'éventail briançonnais.

GIDON, M. (1977) - Carte géologique 1/250.000ème simplifiée des Alpes occidentales du Léman à Digues. *Editions Didier-Richard.*

GIGNOUX, M. (1951) - *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 89.*

GIGNOUX, M. et MORET, L. (1930) - Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble.*

GRACIANSKY, P. CH. de, LEMOINE, M. et SALIOT, P. (1971) - Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C.R. Acad. Sc., Paris, 272, p. 3243-3245.*

HERMANN, F. (1925) - Sur le faisceau de plis en retour de Valsavaranche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sc., Paris, 180, p. 1515-1517.*

HERMANN, F. (1927) - Conceptions nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sc. Paris, 185, p. 1204-1206.*

HERMANN, F. (1928) - Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane centrali. *Stereogramma tectonico delle alte Valli Aostane Meridionali. Memorie Ist. R. Univ. Padova, 7, p. 1-18.*

HERMANN, F. (1930) - Il ricoprimento dei calcescisti fra i massici d'Ambin e del Gran Paradiso. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 8, p. 11-55.*

HOLLISTER, C.D., JOHNSON, D.A. et LONSDALE, P.F. (1974) - Current-controlled abyssal sedimentation : Samoan passage equatorial West-Pacific. *Journal of Geology, 82, n° 3, p. 275-300.*

HUNZIKER, J.C. (1974) - Rb-Sr and K/Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 31, 55 pp.*

KAMP, Van de P.C. (1968) - Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, South eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences, 5(6), p. 1337-1372.*

KAISER, B. (1975) - Etude géodynamique de versants dans le Massif de la Vanoise : orientations et résultats récents. *Trav. Sci. du Parc National de la Vanoise, VI, p. 9-40.*

KIENAST, J.R. et VELDE, B. (1970) - Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. *C.R. Acad. Sc. Paris, (D), 271, p. 637-640.*

KILIAN, W. (1906) - Sur la "fenêtre" du Plan de Nette et sur la Géologie de Haute Tarentaise. *C.R. Acad. Sc., Paris, 143, p. 470-472.*

KRUMMENACHER, D. et EVERDEN, J.F. (1960) - Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *Schweiz. Mineral. Petro. Mitt., 40, p. 267-277.*

KUNO, H. (1969) - Differentiation of basalt magmas. *In The Poldervaart Treatise on rocks of basaltic composition, vol. 2, p. 624-688.*

LAPADU-HARGUES, P. (1953) - Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *Bull. Soc. Geol. Fr., (6), V. 3, p. 153-173.*

LAISSUS, M. (1976) - Les cartes glacio-morphologiques de la Vanoise. *Trav. Sci. du Parc National de la Vanoise, VII, p. 25-30.*

LEAKE, B.E. (1964) - The chemical distinction between ortho-and para-amphibolites. *J. Petrol., 5, p. 238-254.*

LECLAIRE, L., CLOCCHIATTI, M., MULLER, C., CAULET, J.P. et GIANNESINI, J.P. (1976) - Lacunes de sédimentation, séries condensées et nodules de manganèse dans les dépôts néogènes et quaternaires des bassins de l'océan indien austral. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVIII, n° 3, p. 725-746.*

LEMOINE, M. (1953a) - Remarques sur les caractères de l'évolution de la paléographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. Fr., (6), 3, p. 105-121.*

LEMOINE, M. (1953b) - Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sc., Paris, 236, p. 1056-1058.*

LEMOINE, M. (1955) - Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras) (feuilles de Guillestre, Aiguilles et Aiguille de Chambeyron au 1/50.000). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 241, 52, p. 273-282.*

LEMOINE, M. (1959) - Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 1, p. 90-92.*

LEMOINE, M. (1960) - Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversale de Briançon et du Queyras). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 102.*

LEMOINE, M. (1961) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn. (2), vol. IV, fasc. 3, p. 163.*

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

LEMOINE, M. (1971) - Données nouvelles sur la série du Godran près Briançon (Alpes Cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. *Géol. Alpine, t. 47, p. 181-201.*

LEMOINE, M., RICOUR, J. et TRUMPY, R. (1952) - Données paléontologiques nouvelles sur le gisement triasique de Cervières (Hautes-Alpes). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 240-242.*

LEMOINE, M. (1975) - Mesozoïque sedimentation and tectonic evolution of the Briançonnais Zone in the Western Alps. Possible evidence for an Atlantic - type Morgin between the European Craton and the Tethys. *IXe Congress international Congrès de Sédimentologie, Nice, Thème 4, tome 2, p. 212-216.*

LOMBARD, A. (1972) - Séries sédimentaires : genèse-évolution. *425 pages, Masson & Cie.*

LOUP, J. et LOVIE, C. (1967) - Sur la fréquence des avalanches en Haute-Tarentaise. *Revue de Géographie Alpine, Grenoble, p. 587-604.*

LUGEON, M. et ARGAND, E. (1905) - Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C.R. Acad. Sc., Paris, 140, p. 1364-1367.*

LUGEON, M. et ARGAND, E. (1905) - Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C.R. Acad. Sc., Paris, 140 (D), p. 1491-1493.*

MACDONALD, G.A. et KATSURA, T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian Lavas. *Journ. of Petrol., V. 5, p. 82-133.*

MARTINEZ, J., FUDRAL, S., RAMPNOUX, J.P. et TARDY, M. (1978) - Regard sur la stratigraphie du substratum du Flysch des Aiguilles d'Arves entre Arc et Isère (Savoie) : conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc., Paris, sous presse.*

MASSON, et al. (1978) - Coupe tectonique Genève-Ivrea. *Compte-rendu au Colloque sur les Alpes, Grenoble, juin 1978.*

MATTAUER, M. et TAPPONNIER, P. (1978) - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sc. Paris, 287 (D), p. 899-902.*

MEGARD-GALLI, J. (1968) - Etude stratigraphique et tectonique du Monte Boulliagna (Haut-Val d'Acceglio, Italie). *Geologie Alpine, 44, p. 261.*

MELGUEN, M. et THIEDE, J. (1975) - Influence des courants profonds au large du Brésil sur la distribution des faciès sédimentaires récents. *IXème Congrès Inter. de Sédimen., Nice, Thème 8, p. 51-55.*

MICHARD, A. (1967) - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. *Editions C.N.R.S. 447 pages.*

MICHEL, R. (1953) - Les Schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Thèse Sc. Clermont, 1953. Nancy, Sciences de la Terre, t. I, n° 3-4.*

MIYASHIRO, A. (1973) - Metamorphism and Metamorphic Belts. *492 pages, G. ALLEN et UNWIN LTD., London.*

MIYASHIRO, A. (1975) - Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *Journ. of Geol., 83, p. 249-281.*

MOINE, B. and H. de la ROCHE (1968) - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sci., Paris, 267, Sér. D, p. 2084-2087.*

MORET, L. (1954) - *Trav. Géol. Univ. Grenoble, XXXI, p. 203-241.*

MPODOZIS, C. (1977) - Essai de classification géochimique des sédiments hypersiliceux marins, application à l'étude des formations radiolaritiques du Pinde. *Thèse, Depart. de Géol. Struc., Univ. de Paris VI, 108 pages.*

NICOLAS, A. (1966) - I- Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis.
II- Le complexe ophiolith-Schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises).
Thèse, Nantes, 299 pages.

NICOLAS, A. (1967) - Géologie des Alpes piémontaises entre Dora-Maira et Grand Paradis. *Géologie Alpine, 43, p. 139-167.*

ONDE, H. (1938) - La Maurienne et la Tarentaise. Etude de géographie physique. *Grenoble, Arthaud (623p.)*

PANGAUD, G., LAMEYRE, J. et MICHEL, R. (1957) - Age absolu des migmatites du Grand Paradis. *C.R. Acad. Sc. Paris, 245, p. 331.*

PAUTOT, G. et MELGUEN, M. (1975) - Courants profonds, hiatus sédimentaires et nodules polymétalliques. *IXe Congres International de Sedimentologie, Nice, Thème 8, p. 57-64.*

PAUTOT, G., TRUILLET, R. et HOFFERT, M. (1975) - "Tubotomaculum" et nodules de manganèse. Comparaison d'objets énigmatiques fossiles avec des concrétions marines et lacustres. *Bull. Soc. Géol. fr., 7e sér., fasc. 1, XVII, p. 25-37.*

PERES, J.M. (1961) - Traité d'océanographie biologique.

PETTIJOHN, F.J. et POTTER, P.E. (1964) - Atlas and Glossary of primasy sedimentary structures. *370 pages, Springer-Verlag.*

POLDERVAART, A. (1961) - Chemical definition of alkali basalts and tholeïtes. *Geol. Soc. of Am. Bull., 75, p. 229-232.*

POLINO, R. (1974) - Studio geologico dell'alta Val d'Isère e del bacino del Lago Serrù. *Tesi di Lavrea, Torino.*

POLINO, R. et DAL PIAZ, G.V. (1978) - Geologia dell'Alta Val d'Isère e del Bacino del Lago Serrù (Alpi Graie). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, V. XXXII, p. 1-20.*

PLATT, J.P. et LISTER, G.S. (1978) - Déformation métamorphisme et mécanisme d'écoulement dans le Massif de la Vanoise, Alpes penniques françaises. *C.R. Acad. Sc., Paris, 287 (D), p. 895-898.*

PLESSMANN, W. et WUNDERLICH, M.G. (1961) - Eine achsenkorte des inneren West-Alpenbogens. *N. Jb. Geol. Pal. Mh., p. 199-210.*

RAGUIN, E. (1925) - Découverte d'une faune de Foraminifères, très probablement crétacée, dans les calcaires hautement métamorphiques du Vallon du Pâquier, près de la Grande Motte (Savoie). *C.R. Acad. Sc. Paris, 181, p. 726-728.*

RAGUIN, E. (1929) - Subdivisions de la Nappe des Schistes lustrés en Haute-Maurienne. *C.R. Acad. Sc., Paris, p. 934-936.*

RAGUIN, E. (1930a) - Notice explicative de Feuille de Tignes, 48p.

RAGUIN, E. (1930b) - Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). *Mémoires pour servir à l'explication de la Carte Géol. détaillée de la France, 107 pages, Imprimerie Nationale, Paris.*

RAGUIN, E. et HERMANN, F. (1930) - Feuille de Tignes 1/50.000. Carte Géologique de la France.

RAGUIN, E. et HERMANN, F. (1931) - Feuille de Lanslebourg 1/50.000. Carte Géologique de la France.

RAMSAY, J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. *568 pages, Mc Graw-Hill.*

RICOUR, J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. *Thèse Faculté des Sciences, Université de Paris, 471 pages.*

ROBERT, D. (à paraître) - *Thèse, Département de Géol. Struc., Univ. de Paris VI, en préparation.*

ROEDER, D.H. (1973) - Subduction and orogeny. *J. Geophys. Res., 78 (23), p. 5005-5024.*

ROEDER, D. et BOGEL, H. (1978) - Geodynamic interpretation of the Alps. *sous presse.*

ROUTHIER, P. (1944) - Essai sur la chronologie des Roches Vertes mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr. (5), 14, p. 117-143.*

SCLATER, J.C., ANDERSON, R.N. et BELL, M.L. (1971) - The elevation of ridges and the evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res., 76 (32), p. 7888-7914.*

SPRY, A. (1969) - Metamorphic textures. *350 p., Pergamon Press.*

SCHWARZER, R.R. et ROGERS, J.J.W. (1974) - A world wide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth and Planet. Science Letters, 23, p. 286-296.*

TAPPONNIER, P. (1977) - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XIX, n° 3, p. 437-460.*

TERMIER, P. (1891) - Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 2, p. 367-513.*

TERMIER, P. (1907) - Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. Géol. Fr., (4), 7, p. 174-189.*

TRICART, P. (1973) - Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut Cristallin (Queyras, Alpes franco-italiennes). *C.R. Acad. Sc., Paris, 276 (D), p. 705-708.*

TRICART, P. (1976) - Les rétrocharriages sur la transversale de Guillestre (Alpes franco-italiennes). *4ème Réun. des Sci. de la Terre, Paris, 13-16 avril, p. 384.*

VALLET, J.M. (1950) - Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais). *Bull. Suisse Min. et Pétr., 30, p. 322-473.*

VIVIAN, R. (1968) - Le glacier des Sources de l'Isère (collaboration de J. GABBERO). *Fiches des glaciers français, LVI, Revue de Géographie Alpine, Grenoble, p. 209-212.*

VIVIAN, R. (1973) - Les grands groupes glaciaires : les glaciers de Vanoise (collaboration de G. BOCQUET). *Fiches des glaciers français, LXI, Revue de Géographie Alpine, Grenoble, p. 327-333.*

WATKINS, N.D. et KENNETT, J.P. (1972) - Regional sedimentary disconformities and upper Cenozoic changes in bottom water velocities between Australasia and Antarctica. *Antarctic Res. Ser., 19, p. 273-293.*

WINCHESTER, J.A. et FLOYD, P.A. (1976) - Geochemical magma discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planet. Science Letters, 28, p. 459-469.*

SYSTEME DE STRUCTURES I

(1) Anticlinal du Charvet-Bellevarde
(2) Replis des Trousses

ϕ_A accident inverse de la base de l'anticlinal du Charvet-Bellevarde

SYSTEME DE STRUCTURES II

(3) Synclinal du Plan Cheval
(4) Anticlinal de la combe du Mont
(5) Synclinal entre les Rochers du Franchet et la Pointe de Picheru
(6) Synclinal du Rocher du Franchet
(7) Synclinal de la combe du Glaçon
(8) Anticlinal du Rocher du Glaçon
(9) Synclinal du Rocher du Glaçon
(10) Anticlinal des Plattes de la Daille - Roc de la Tovière
(11) Synclinal du vallon de la Tovière
(12) Anticlinal du Rocher de Bellevarde
(13) Synclinal du ruisseau du Grand Pré
(14) Anticlinal de la Fontaine Froide
(15) Anticlinal de la Roche des Fours
(16) Synclinal des Schistes lustrés à l'E de la Pointe de Picheru
(17) Anticlinal à l'E de la Pointe de Picheru
(18) Anticlinal du vallon de la Grande Sassière
(19) Anticlinal de la Pointe du Santel

SYSTEME DE STRUCTURES III : EN RETROCHARRIAGE

(20) Anticlinal du Nivolet - Revers du Prariond
(21) Anticlinal des Plattes du Vallonet
(22) Synclinal des Gorges du Malpasset - Roc de Bassagne
(23) Anticlinal des Cavales - Tenn de Rhêmes
(24) Anticlinal de Bazel - Tête d'Arollay
(25) Anticlinal du Truc Ste Elena
(26) Anticlinal de la Granta Parei
(27) Anticlinal de la Pointe de la Traversière
(28) Synclinal du Couart-dessous - Le Fornet
(29) Anticlinal du Museau - Plan du Solaise
(30) Anticlinal de la combe du Laisinant
(31) Anticlinal du Laisinant
(32) Anticlinal de la Roche Blanche - Le Joseray
(33) Synclinal de Pierre Compia - Les Grands Prés
(34) Ecaille du Pelaou Blanc - Pointe de l'Arselle
(35) Anticlinal du point 2805 au S du Vallon des Fours
(36) Synclinal du Ruisseau des Fours
(37) Synclinal de la Roche des Fours
(38) Anticlinal du Rocher du Mont Roup

Faisceau du Prariond

Faisceau du Fornet

accidents importants

- ΦR_I accident du ruisseau d'Arcetti
- ΦR_{II} accident du revers du Prariond - Grande Vaudala
- ΦR_{III} accident de l'Iseran - Sources de la Dora di Rhêmes
- ΦR_{IV} accident du Pelaou Blanc - Calabourdane - Col du Fond
- ΦR_V accident du Roc de Bassagne - Dora di Rhêmes
- ΦR_{VI} accident du Glacier del Fond - Truc Ste Elena
- ΦR_{VII} accident du Glacier des Fours - Plan des Fours

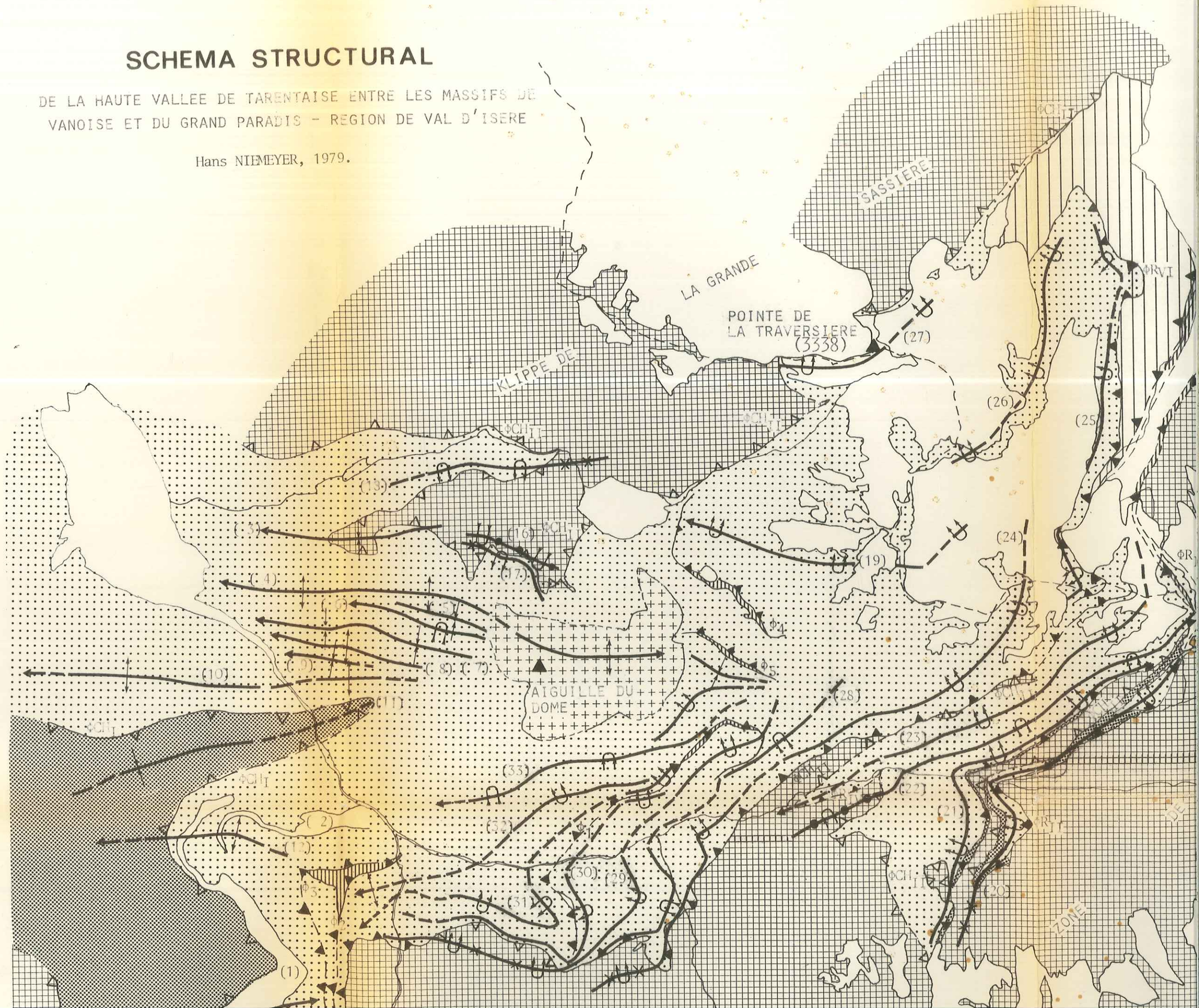
accidents secondaires

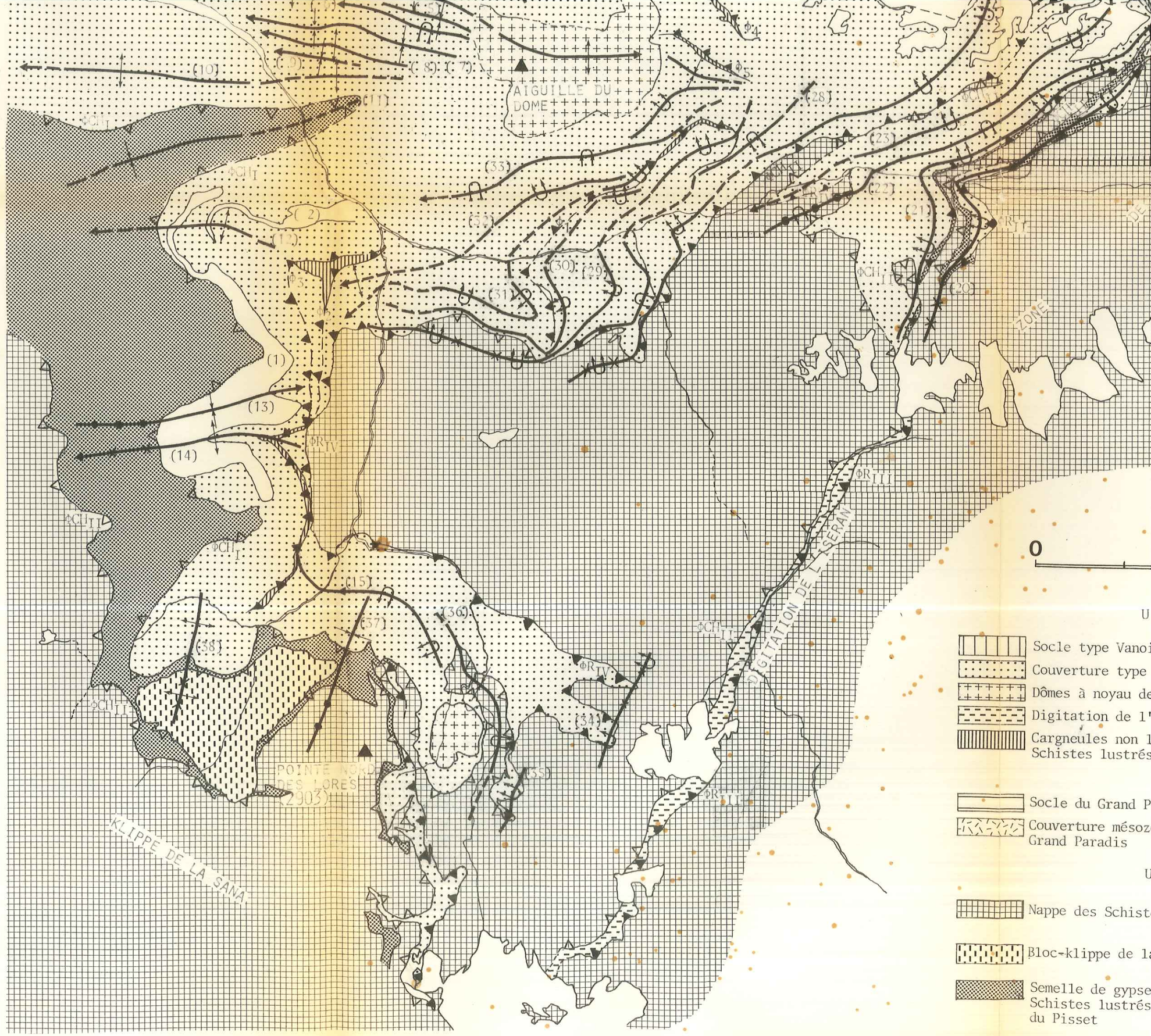
- $\phi 1$ accident de la Roche Blanche
- $\phi 2$, $\phi 3$ accidents du flanc oriental du Rocher de Bellevarde
- $\phi 4$ accident du Lac du Santel
- $\phi 5$ accident du Lac de la Bailletta

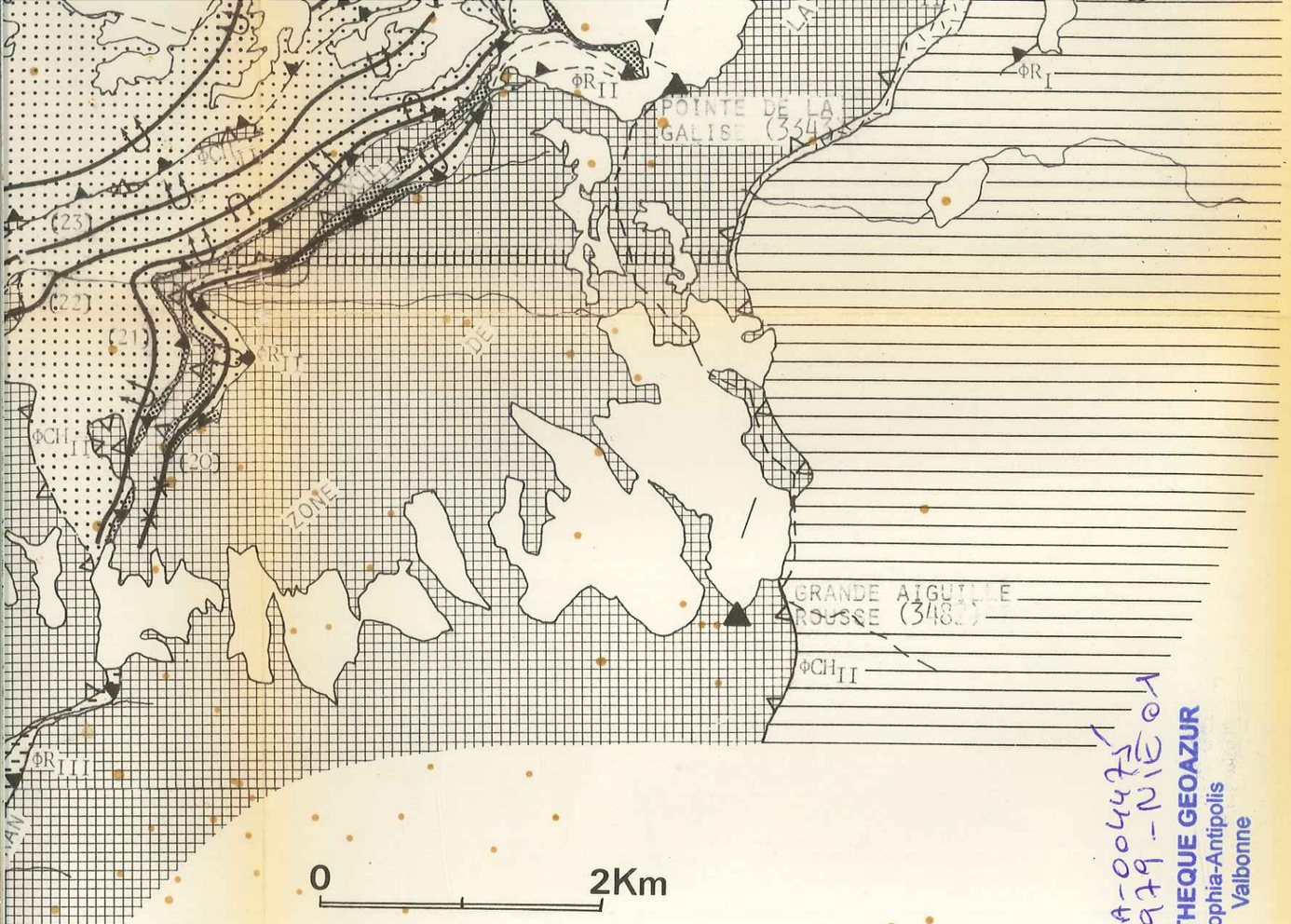
SCHEMA STRUCTURAL

DE LA HAUTE VALLEE DE TARENTAISE ENTRE LES MASSIFS DE VANOISE ET DU GRAND PARADIS - REGION DE VAL D'ISERE

Hans NIEMEYER, 1979.




AIGUILLE DU DOME
POINTE NORD DES LORES (2903)
KLIPPE DE LA SANA
ZONE
0
Socle type Vanoi
Couverture type
Dômes à noyau de
Digitation de l'
Cargneules non l
Schistes lustrés
Socle du Grand P
Couverture mésoz
Grand Paradis
Nappe des Schist
Bloc-klippe de la
Semelle de gypse
Schistes lustrés
du Pisset



BIBLIOTHEQUE GEOAZUR
Sophia-Antipolis
Valbonne
OCA-SA-00447
T1979-NICE01

UNITES PARAUTOCHTONES

- Socle type Vanoise
- Couverture type Val d'Isère-Ambin
- Dômes à noyau de quartzites du Werfénien
- Digitation de l'Iseran
- Cargneules non liées à la base des Schistes lustrés

} ZONE INTERNE DE LA NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD

- Socle du Grand Paradis
- Couverture mésozoïque du Grand Paradis

} MASSIF DU GRAND PARADIS

UNITES ALLOCHTONES

- Nappe des Schistes lustrés
  - Zone de la Grivola
  - Unité des klippes
    - -klippe de la Grande Sassière
    - -klippe de la Sana
- Bloc-klippe de la combe du Pisset (Nappe de la Grande Motte)
- Semelle de gypses et cargneules de la base des Schistes lustrés et du bloc-klippe de la combe du Pisset

(28) Synclinal du Couart-dessous - Le Fornet
(29) Anticlinal du Museau - Plan du Solaise
(30) Anticlinal de la combe du Laisinant
(31) Anticlinal du Laisinant
(32) Anticlinal de la Roche Blanche - Le Joseray
(33) Synclinal de Pierre Compia - Les Grands Prés

} Faisceau du Fornet

(34) Ecaille du Pelaou Blanc - Pointe de l'Arselle
(35) Anticlinal du point 2805 au S du Vallon des Fours
(36) Synclinal du Ruisseau des Fours
(37) Synclinal de la Roche des Fours
(38) Anticlinal du Rocher du Mont Roup

accidents importants

- ΦR_I accident du ruisseau d'Arcetti
- ΦR_{II} accident du revers du Prariond - Grande Vaudala
- ΦR_{III} accident de l'Iseran - Sources de la Dora di Rhêmes
- ΦR_{IV} accident du Pelaou Blanc - Calabourdane - Col du Fond
- ΦR_V accident du Roc de Bassagne - Dora di Rhêmes
- ΦR_{VI} accident du Glacier del Fond - Truc Ste Elena
- ΦR_{VII} accident du Glacier des Fours - Plan des Fours

accidents secondaires

- $\phi 1$ accident de la Roche Blanche
- ϕ_2, ϕ_3 accidents du flanc oriental du Rocher de Bellevarde
- $\phi 4$ accident du Lac du Santel
- $\phi 5$ accident du Lac de la Bailletta

sens du chevauchement ↓ bloc chevauchant / bloc chevauché — accident inverse de rétrocharriage

- anticlinal droit
- synclinal droit
- anticlinal déversé et couché
- synclinal déversé et couché
- anticlinal de nappe droit
- synclinal de nappe droit
- anticlinal de nappe déversé et couché
- synclinal de nappe déversé et couché

sens du déversement ↓

terrains chevauchants
↓
terrains chevauchés

contact de charriage majeur :
- CH_I = contact de charriage des gypsès allochtones
- CH_{II} = contact de charriage des Schistes lustrés sans semelle gypseuse.

OCA-SA-004475
T1979-NIE01
BIBLIOTHEQUE GEOAZUR
Sophia-Antipolis
Valbonne

CARTE GEOLOGIQUE DE LA HAUTE VALLEE DE TARENTAISE ENTRE LES MASSIFS DE VANOISE ET DU GRAND PARADIS - REGION DE VAL D'ISERE.

UNITES PARAUTOCHTONES

ZONE INTERNE DE LA NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD

COUVERTURE TYPE VAL D'ISERE-AMBIN

- SV — socle type Vanoise : Permo-Werfénien
- Tq — Trias quartzites : Werfénien
- Wg — "Niveau inférieur de gypses" : Werfénien supérieur
- Tc — Trias calcaire : Anisien
- Td — Trias dolomitique : Ladinien + Trias supérieur
- L — Lias inférieur + Lias prépiémontais
- Cs-E — Crétacé supérieur - Eocène :
- Cg — Marbres chloriteux + Schistes de Pralognan
- "Cargneules non liées au niveau inférieur de gypses"
- D.I. — Digitation de l'Iseran

MASSIF DU GRAND-PARADIS

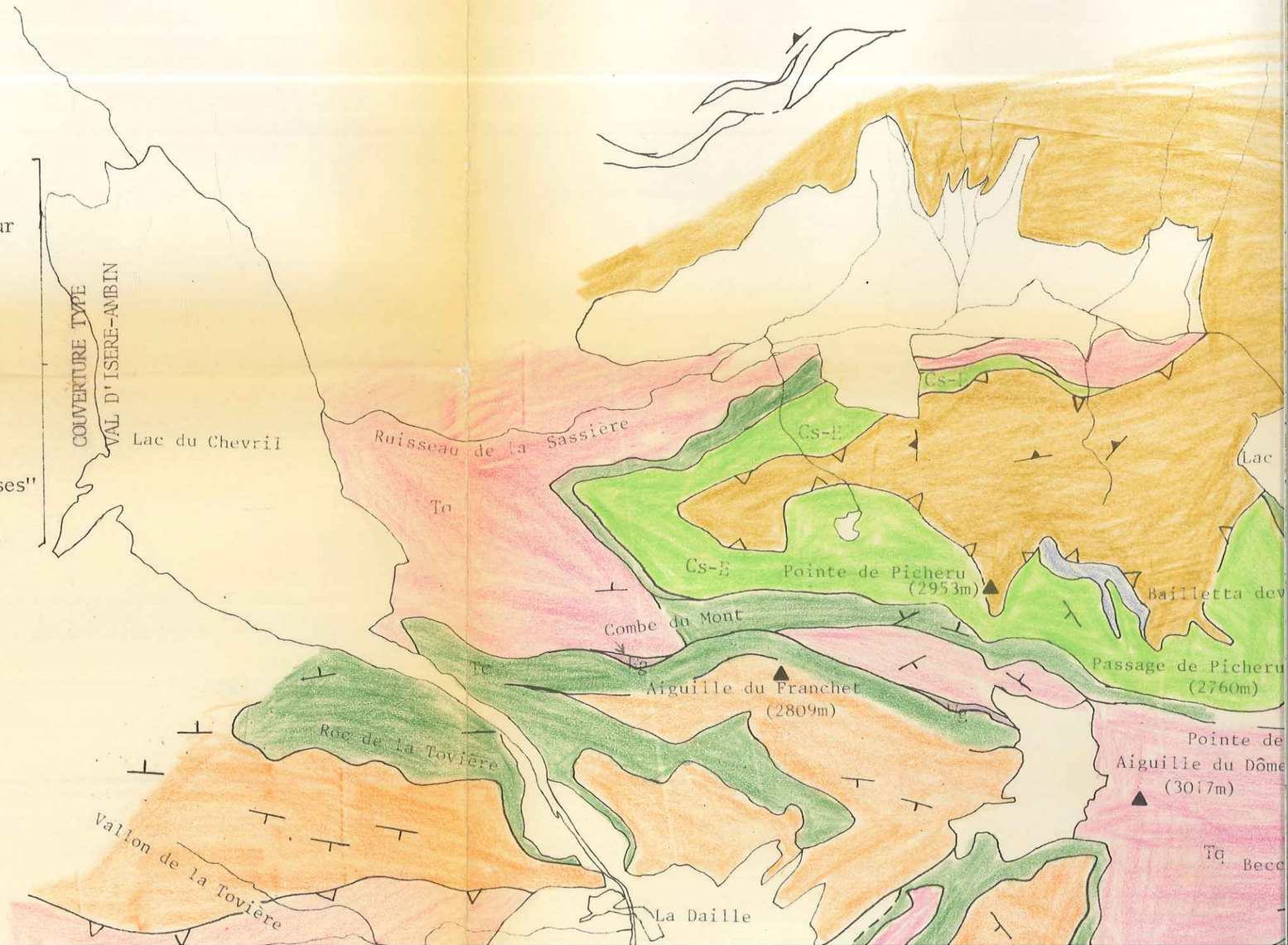
- SGP — Socle du Grand Paradis
- CGP — Couverture mésozoïque du Grand Paradis

UNITES ALLOCHTONES

Nappe des Schistes lustrés

- C.Sch. — Calcschistes
- r.v. — Roches Vertes

- Semelle de gypses et cargneules



AIGUILLE DE LA
GRANDE SASSIERE
(3747m)

POINTE
DE LA
TRAVERSIERE
(3338m)

Col de Rhêmes-
Golette
(3112m)

Glacier de Goletta

Dora di Rhêmes

SV

Cs-E

L

pta Nord
2372m

pta Sud
3250m

C.sch.

Glacier de
Rhêmes-Golette

Pointe de la Golette
(3298m)

Sorgenti della Dora di Rhêmes

Cime di Nivoletta

la Sassière

Ruisseau de
Derrière le
Santel

Glacier de Centelina

Col de la Tsanteleina
(3224m)

Lac de la Sassière

Cs-E

LA TSANTELEINA
(3602m)

Glacier du Santel

Glacier de Lavassey

Glacier
del
Pond

Col de Rhêmes-Calabre
(3076m)

pta Basei (3338m)

r.v.

Bailletta devant

Lac du Santel

Pointe du Santel
(3465m)

Glacier
du Couart dessus

Passage de Picheru
(2760m)

Iq

Tc

Pointe
de Bazel
(3440m)

Col du Fond
(3067m)

Roc de Bassagne
(3220m)

Pointe de la Bailletta
Aiguille du Dôme (3071m)
(3017m)

Col de la Bailletta
(2852m)

Glacier de Calabre

Glacier de Bassagne

Pointe de
la Galise

Tg

Becca Blanche
(2910m)

Ruisseau du Couart

Le Couart dessus

Tenn de Rhêmes

Dora di Rhêmes

SV

Sorgenti della Dora di Rhêmes

Cs-E

Glacier del Pond

Glacier de Lavassey

Glacier de Bassagne

pta Nord 2372m

Gran Vaudala

pta Sud 3250m

C.sch.

Cime di Nivoletta

pta Basei (3338m)

Col du Fond (3067m)

Roc de Bassagne (3220m)

Pointe de la Galise

r.v.

L

CGP

SGP

Lac Rosset

Piani del Rosset

Dora de N.Violet

Lac del Nivolet

Lac Agnel

ZONE INT... NAPPE DU...

Cs-E — Crétacé supérieur - Eocène :

Cg — Marbres chloriteux + Schistes de Pralognan

"Cargneules non liées au niveau inférieur de gypses"

D.I. — Digitation de l'Iseran

MASSIF DU GRAND-PARADIS

SGP — Socle du Grand Paradis

CGP — Couverture mésozoïque du Grand Paradis

UNITES ALLOCHTONES

C.Sch. — Calcschistes
r.v. — Roches Vertes
} Nappe des Schistes lustrés

G-Cg — Semelle de gypses et cargneules de la base des Schistes lustrés et du bloc-klippe de la Combe du Pisset

BLOC-KLIPPE DE LA COMBE DU PISSET (NAPPE DE LA GRANDE MOTTE)

L.pr. — Lias prépiémontais
M-C — Malm + Crétacé supérieur
} Bloc-klippe de la combe du Pisset (Nappe de la Grande Motte)

terrains chevauchants
terrains chevauchés — Contact de charriage majeur

sens du chevauchement

bloc chevauchant
bloc chevauché — Accident inverse de rétrocharriage

Pendage de stratification

Schistosité

Q — Dépôts quaternaires

COUVER... VAL D'...

Lac du Chevril

Ruisseau de la Sassière

To

Cs-E

Pointe de Picheru (2953m)

Lac d...

Bailletta deva...

Combe du Mont

Cg

Te

Aiguille du Franchet (2809m)

Passage de Picheru (2760m)

Roc de la Tovière

Pointe de Aiguille du Dôme (3017m)

Vallon de la Tovière

Tg

Becca

La Daille

G-Cg

l'Isère

Td

Ruisseau de la Tovière

Rocher de Bellevarde (2827m)

L

VAL d'ISERE

Le Grand Pré derrière

Col de Fresse (2514m)

Wg

Calabourdane

Ruisseau de la

Ruisseau du Grand Pré

Combe du Santon

Rocher du Charvet (2830m)

Tête du Solaise

Ruisseau des Lessières

Lac de l'Ouillette

C.sch.

Pointe du Grand Pré (3059m)

Le Manchet

ac de la Sassière

Ruisseau de Derrière le Santel

Cs-E

Col de la Tsanteleina
(3224m)

Glacier

LA TSANTELEINA
(3602m)

Glacier du Santel

Glacier du Couart dessus

Lac du Santel

Pointe du Santel
(3465m)

Col de Rhêmes-Calabre
(3076m)

devant

Cs-E

Pointe de Bazel
(3440m)

Glacier de Calabre

Glacier del Fond

Glacier de Lavassey

pta Basei (3338m)

r.v.

eru

Iq

Tc

de la Bailletta
ôme (3071m)

Col de la Bailletta
(2852m)

Col du Fond
(3067m)

Roc de Bassagne
(3220m)

Pointe de la Galise

Ruisseau du Couart

Le Couart dessus

Glacier de Bassagne

ecca Blanche
(2910m)

Ic

Tenn de Rhêmes

L

Td

Col de la Galise
(2987m)

SGP

Lac Serru

Gorges du Malpasset

Le Grand Torsai

L

L'Isère

C.sch.

Ruisseau de Prariond

r.v.

E.sch.

Pian della Ballotta

Le Fornet

l'Isère

SGP

Col de la Vache
(2955m)

Glacier des Sources de l'Isère

Cime d'Oin
(3276m)

C.sch.

Ruisseau de l'Iseran

Grand Plan

Vallon de l'Iseran

Signal de l'Iseran
(3237m)

Glacier du Col Pers

Glacier Pers

Glacier du Gros Caval

Pointe du Gros Caval
(3285m)

Col du Montet
(3185m)

Petite Aiguille Rousse
(3432m)

G^de AIGUILLE ROUSSE
(3482m)

Rocher de Pers

Col Pers
(3009m)

AIGUILLE PERS
(3386m)

Lac del Nivolet

Glacier de Lavassey

Glacier del Pond

pta Basei (3338m)

Cs-E

r.v.

SGP

CGP

Lac Agnel

Col du Fond (3067m)

Roc de Bassagne (3220m)

Pointe de la Galise

Glacier de Bassagne

Col de la Galise (2987m)

E.sch.

Pian della Ballotta

Lac Serru

Dora Orco

Col de la Vache (2955m)

Cime d'Oin ▲ (3276m)

Glacier des Sources de l'Isère

Glacier du Gros Caval

Pointe du Gros Caval ▲ (3285m)

Col du Montet (3185m)

Petite Aiguille Rousse (3432m)

G^de AIGUILLE ROUSSE (3482m)

PERS

Montagne du Charvet
G-Cg
C.sch.
Le Manchet
Cs-E
COL
de l' ISERAN
(2764m)
Pointe des Lessières
(3043m)
Roche des Fours
Ruisseau du Charvet
l'Ouillette
(3082m)
Le Cugnai
Rocher du Mont Roup
Col de la Calabourdane
(3006m)
G-Cg
Cs-E
La Croix du Pisset
(2777m)
Ruisseau du Pisset
L;pr.
Pointe de l'Arselle
(3110m)
Pointe Nord des Lorès
(2903m)
C.sch.
Pelaou Blanc
(3135m)
Glacier de la Jave
Ouille de la Jave
(2810m)
Cs-E
Col des Fours
(2976m)
Les Pissets
Pointe Sud des Lorès
(2955m)
Ruisseau des Fours
Pointe des Fours
(3072m)
C.sch.
Pointe Sud de
Bezin (3061m)
Col de la Rocheure
D.I. Col des Roches
(2973m)
Pointe du Pisset
(3033m)
Col du Pisset
POINTE de
MÉAN MARTIN
(3330m)

Q Dépôts quaternaires

Base topographique : feuilles 1/25.000ème TIGNES (I.G.N.)

Echelle 1/25.000 Hans NIEMEYER, 1979

0 1 2 Km

N

Pointe du Grand Pré (3059m)

Montagne du Charvet

G-Cg

Le Manchet

C.sch.

Cs-E

Ruisseau du Charvet

Roche des Fours

Rocher du Mont Roup

Lac du Grapillon

La Croix du Pisset (2777m)

L;pr.

Ruisseau du Pisset

Pointe Nord des Lorès (2903m)

Les Pissets

Pointe Sud des Lorès (2955m)

Ruisseau des Fours

Pointe de la Sana (3436m)

Col de la Rocheure

Pointe du Pisset (3033m)

Col du Pisset

POINTE de MÉAN MARTIN (3330m)

Pointe du Charbonnier