



Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Savoie, France)

Francois Guillot

► To cite this version:

Francois Guillot. Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Savoie, France). Géologie appliquée. Université des Sciences et Technologie de Lille - Lille I, 1987. Français. NNT: . tel-00011367v1

HAL Id: tel-00011367

<https://theses.hal.science/tel-00011367v1>

Submitted on 12 Jan 2006 (v1), last revised 27 Dec 2010 (v2)

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.

**THÈSE présentée à
l'Université des Sciences et Techniques
de Lille Flandres Artois
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ en GÉOLOGIE**

par

François GUILLOT

**GÉOLOGIE DE L'ANTÉPERMIEN
DE VANOISE SEPTENTRIONALE
(ZONE BRIANÇONNAISE INTERNE, ALPES OCCIDENTALES, SAVOIE, FRANCE)**

**SOUTENUE LE 24 MARS 1987
DEVANT LA COMMISSION D'EXAMENS**

Président : François THIEBAULT Professeur UST Lille Flandres Artois

remplaçant Jean-François RAOULT Professeur UST Lille Flandres Artois
décédé le 8 février 1987

Rapporteurs : Jean FABRE Directeur de Recherche CNRS, Université de Grenoble
Jacques PAQUET Professeur UST Lille Flandres Artois

Examineurs : Jacques DEBELMAS Professeur Université de Grenoble
Alain PLOQUIN Chargé de Recherche CNRS, Vandœuvre-lès-Nancy
Marc TARDY Professeur Université de Chambéry

PREAMBULE

Ce travail m'a pris six ans. Ma fille a maintenant huit ans, et gardera le souvenir d'un père trop souvent absent pendant les années lilloises. De ce côté, j'ai un retard à rattraper.

Même chose pour mes élèves, quoiqu'ils aient supporté avec plus de flegme les délais dans la correction de leurs copies.

J'étais alors "prof de maths" seulement. F. LIOTARD-SCHNEIDER, et A. BECKER, m'ont encouragé à reprendre des études de Géologie. Débarquant donc en 1980 au bâtiment SN5, armé d'une maîtrise bâtarde (on disait "partagée") obtenue cinq ans plus tôt, je rencontrai successivement Messieurs MANSY, DE HEDOUVILLE, DEGARDIN, PROUVOST, WATERLOT, et PAQUET. Ce dernier prit la responsabilité de m'admettre en A.E.A. et je fus alors choisi par Monsieur RAOULT, pour explorer quelques hectares de la Vanoise.

Toutes ces personnes m'ont fait confiance. Plusieurs ont supporté les conséquences de leur confiance jusqu'à ce jour. Qu'elles soient toutes remerciées.

Sur le terrain, mes missions étaient subventionnées par le Parc National de la Vanoise. Grâce à l'accueil en refuge, où je logeais, j'ai connu les gens qui travaillent dans ces montagnes, en particulier F. EXCOFFIER et N. PORRAZ, gérantes successives du refuge de Rosuel. Je ne compte plus les discussions avec les gardes du Parc, les accompagnateurs et guides de Peisey, sans oublier les semi-touristes de mon genre. Je remercie ces personnes, qui font les montagnes.

Plus au Nord, dans le bâtiment SN5, de l'U.F.R. des Sciences de la Terre de L'U.S.T. Lille Flandres-Artois, j'ai appris à peu près tout ce que je sais de Géologie. Là aussi, il serait fastidieux d'énumérer les gens qui m'ont rendu service. Qu'ils ou elles soient tous assurés de ma reconnaissance, pour leur patience, leur gâté, leur soin... je pense bien sûr à M^{me} E. HANTON (script), à A. KHATIR (cascades), et à L. CHOUTEAU (producteur), comme à M^{me} BREBION (maquillage), J. CARPENTIER (caméras), MM. DORN et CORNIL (effets spéciaux).

Messieurs J. FABRE et A. PLOQUIN m'ont accordé souvent l'hospitalité, et m'ont prodigué leurs conseils et encouragements, tous précieux et avisés. Je suis heureux de les en remercier aujourd'hui, et honoré de leur participation au jury.

.../...

Cl.KERCKHOVE et J.F.RAOULT m'ont donné, outre leur appui dans divers passages périlleux, l'envie de comprendre ces gros tas de pierres. Je n'ai pas hérité malheureusement de leur habileté au dessin. C'est à eux que je dédie ce travail.

Encore une fois, merci à Amar, Frédérique, Laurent, et Marine.

.

Non, désolé, ce n'est pas fini. Ce qui précède reflète sans doute une certaine joie, celle du jeudi 5 février. Jean-François RAOULT n'aura pas lu tout mon mémoire. Il m'a donné ses dernières recommandations ce samedi 7 février, et m'a encore une fois encouragé. Je ne le verrai plus. Alors je finis les tirages, et je vais passer ma thèse. Je ne lui ai jamais dit tout ce que je lui dois.

Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale
(zone briançonnaise interne, Alpes occidentales,
Savoie, France) par François GUILLOT.

Résumé.— Centré sur le haut massif de Bellecôte, en Savoie, ce terrain (8 km x 12 km) possède une couverture permienne et triasique à faciès briançonnais, parfois décollée tectoniquement. Elle peut aussi être adhérente, discordante stratigraphiquement sur l'Antépermien, et est alors souvent réduite : le Werfénien (Scythien) et le Permien peuvent manquer totalement.

L'Antépermien est d'âge inconnu. La cartographie à 1/10 000 permet d'y reconnaître une série de deux kilomètres environ de puissance. En liaison avec l'étude pétrologique, les analyses chimiques montrent une zonation chimiostratigraphique, du moins pour les nombreuses formations d'origine magmatique ou volcanique, y compris les produits de l'altération hydrothermale précoce.

Sur un possible socle polymétamorphique (micaschistes à grenats), la série antépermienne comporte 1 km de metabasites rubanées, anciens basaltes spilitiques, à niveaux subordonnés de quartz-kératophyres sodiques. La spilitisation est précoce, mais postmagmatique. Les dernières alternances acide-basique consistent en laccolites gabbro-dioritiques, et en barres de quartz-kératophyres non sodiques, très siliceux ($\text{SiO}_2 > 90\%$; silicification hydrothermale prolongée ?). Jusqu'à ce niveau, les "roches vertes" paléozoïques ont un chimisme de tholéiites pauvres en TiO_2 (moins de 1,5%). Ceci, avec la spilitisation probablement sous-marine, permet de proposer un contexte de bassin marginal.

Puis viennent 1 000 m de schistes noirs (métasédiments fins riches en matière organique et en pyrite). L'albite y est abondante (4% de Na_2O contre 1% de K_2O) et témoigne d'influences volcaniques dominantes, avec une faible proportion d'apports sialiques. Les nombreux sills vert sombre dans ces schistes noirs ont une composition de tholéiites riches en TiO_2 (2% à 2,5%), et sont ainsi analogues aux tholéiites médioocéaniques.

Par ses caractères, évoquant un contexte océanique, l'Antépermien de Bellecôte diffère du Houiller, daté et situé à l'Ouest, et du Stéphanop-Permien, tous deux continentaux. Ce matériel pourrait de plus avoir été plissé avant le Permien. On peut donc voir dans la Vanoise septentrionale un socle antéhouiller, émergé au Carbonifère supérieur et parfois jusqu'au Trias. Des séries analogues existent dans les massifs voisins (Mont Pourri, Grand Bec), et dans les massifs cristallins externes. L'hypothèse d'un âge siluro-ordovicien est envisageable.

Outre un possible plissement antépermien, trois phases tectoniques alpines majeures sont distinguées. La phase 1 aurait créé un vaste pli couché à vergence N ou NE, dont le cœur est jalonné de métamylonites. La phase 2 serait celle dite de rétrocharriage, à vergence E à SSE selon les lieux. La phase 3 est caractérisée par une faible charge lithostatique, et les fortes pressions de fluides le long des accidents ont engendré des roches broyées et minéralisées (entre autres cargneules). Lors de cette dernière phase se produit le chevauchement vers le Nord de la Vanoise septentrionale sur la zone houillère, mouvement qui peut être relié à un vaste décrochement senestre orienté Nord-Sud, à la frontière entre le Briançonnais interne (Vanoise, à l'E) et le Briançonnais externe (zone houillère, à l'W).

Pre-Permian terranes in northern Vanoise massif, internal Briançonnais zone, French Alps, by François GUILLOT.

ABSTRACT. - The Bellecôte massif ("département de Savoie") has a Permian and Triassic cover. Locally allochthonous because of alpine age decollements, this Briançonnais - type cover may also have remained stratigraphically tied to its basement, on which it rests unconformably with frequently reduced thicknesses: "Werfénien" (Lower Triassic) and Permian sandstones are often missing between the pre-Permian basement and the carbonate Triassic cover.

The pre-Permian terranes remain undated, but might be of pre-Upper Carboniferous age. 1/10 000 - scale mappings have allowed to recognize a 2 km - thick series. Chemical data, petrologically controlled, have revealed a chemostratigraphic zonation, which concerns mainly the abundant metamorphosed greenstones, of magmatic origin, and magmatic-related, hydrothermally altered levels.

Pre-Permian series (overlying an hypothetical, polymetamorphic basement, made of garnet micaschists) includes :

- 1 km of banded greenstones, previously spilitic basalts, with thinner beds of sodic quartz-keratophyrs. Their spilitization took place early, but later than their magmatic cooling. The last acidic-basic alternances include gabbro-dioritic laccoliths, and non-sodic, mainly siliceous levels ($\text{SiO}_2 > 90\%$; long-lasting hydrothermal silicifications ?). Most greenstones have revealed a low - TiO_2 (0.5% - 1.5%), tholeiitic composition. Taking into account their probably submarine spilitization, those chemical features could indicate a marginal basin context.

- 1 km of black slates (thin-grained, organic matter and pyrite-rich metasediments). Albite is abundant ($\text{Na}_2\text{O} > 4\%$, $\text{K}_2\text{O} < 1.5\%$), and attests prevailing volcanic influences, beside a low proportion of silicic detritals. The black slates contain many dark-green sills, having a TiO_2 -rich (2% - 2.5%), still tholeiitic, chemical composition. Those last greenstones are therefore chemically similar to mid-oceanic tholeiites.

Since its main characters suggest an oceanic situation, the Bellecôte pre-Permian series quite differs from the neighbouring Upper Carboniferous (aged Namurian to Stephanian) and from the Stephano-Permian formations, both typically continental. Moreover, it could have been folded before the Permian. Hence, the northern Vanoise would display a pre-Namurian basement, without Upper Carboniferous, locally unreached by sedimentation until the Trias. Such pre-Namurian series do exist in the contiguous massifs (Mont Pourri, Grand Bec), and in the External Crystalline Massifs (located 50-100 km to the W). All those similar series might be of an Ordovician to Silurian age.

Following a presumed pre-Permian folding, three major alpine tectonic events have been separated. During the first event, a great, kilometric-scale, flat-lying penninic fold have been generated dipping N to NE, the core of which includes metamytonites. The second event would have been the so-called backfolding, with E to SSE dipplings. The third event has been characterized by a moderate lithostatic overburden, and by high fluid pressures along the thrusts and faults, creating tectonic, mineralized breccias (among which the so-called cargneules, issued from dolomitic Triassic formations). During that third event, northern Vanoise has been thrust over the "zone houillère" to the North ; its displacement may be related to a greater scale, senestral, N-S décrochement, which runs along the frontier between internal Briançonnais zone (the Vanoise, to the E) and external Briançonnais zone (the "zone houillère", to the W).

SOMMAIRE

CHAPITRE I. INTRODUCTION	9
I.1. CADRE DE L'ETUDE.....	11
I.2. CADRE GEOLOGIQUE.....	15
I.3. EVOLUTION DES IDEES.....	19
I.4. PROBLEMES ETUDIES.....	25
CHAPITRE II. PRINCIPAUX SECTEURS D'ETUDE DE LA SERIE ANTEPERMIENNE . .	29
II.1. PLAN RICHARD.....	31
II.2. POINTE DES CHARDES.....	65
II.3. COL DE LA CHIAUPE - FRIOLIN.....	75
II.4. CONCLUSIONS DE L'ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	90
CHAPITRE III. GEOCHIMIE.	93
III.1. INTRODUCTION.....	95
III.2. FACIES PARTICULIERS : ξ , η A.....	101
III.3. CARACTERES CHIMIQUES DES PRINCIPAUX FACIES.....	105
III.4. CONCLUSIONS DES ETUDES GEOCHIMIQUE ET STRATIGRAPHIQUE.....	138
CHAPITRE IV. ETUDE STRUCTURALE	141
IV.1. INTRODUCTION.....	143
IV.2. STRUCTURES DU SECTEUR PLAN RICHARD-ALIET.....	151
IV.3. LA FACE NORD DU MASSIF DE BELLECOTE.....	163
IV.4. HYPOTHESES SUR LES RELATIONS DE LA VANOISE AVEC LA ZONE HOUILLE ET LA "NAPPE DES GYPSES".....	179
IV.5. SCHEMA STRUCTURAL.....	190
CHAPITRE V. AGE DE L'ANTEPERMIEN DE BELLECOTE.	199
V.1. DONNEES DE BASE.....	201
V.2. FORMATIONS SIMILAIRES DANS LES MASSIFS CRISTALLINS INTERNES.....	207
V.3. ANALOGIES DE BELLECOTE AVEC LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.....	219
V.4. CONCLUSIONS AUX TENTATIVES DE CORRELATIONS.....	229
CHAPITRE VI. CONCLUSIONS	231
VI.1. DOCUMENTS PRODUITS.....	233
VI.2. L'ANTEPERMIEN DE BELLECOTE.....	234
VI.3. COUVERTURE PERMIENNE ET TRIASIQUE.....	236
VI.4. STRUCTURES.....	237
VI.5. PROLONGEMENTS ET COMPLEMENTS POSSIBLES.....	239
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.	241
TABLES	249
ANNEXES.	261

La table générale commence en page 249.

Un sommaire détaillé figure au début de chaque chapitre.

CHAPITRE I - INTRODUCTION

I.1. CADRE DE L'ETUDE

I.1.1. Localisation et caractères géographiques.....	11
I.1.2. Mines et travaux d'intérêt géologique.....	11

I.2. CADRE GEOLOGIQUE

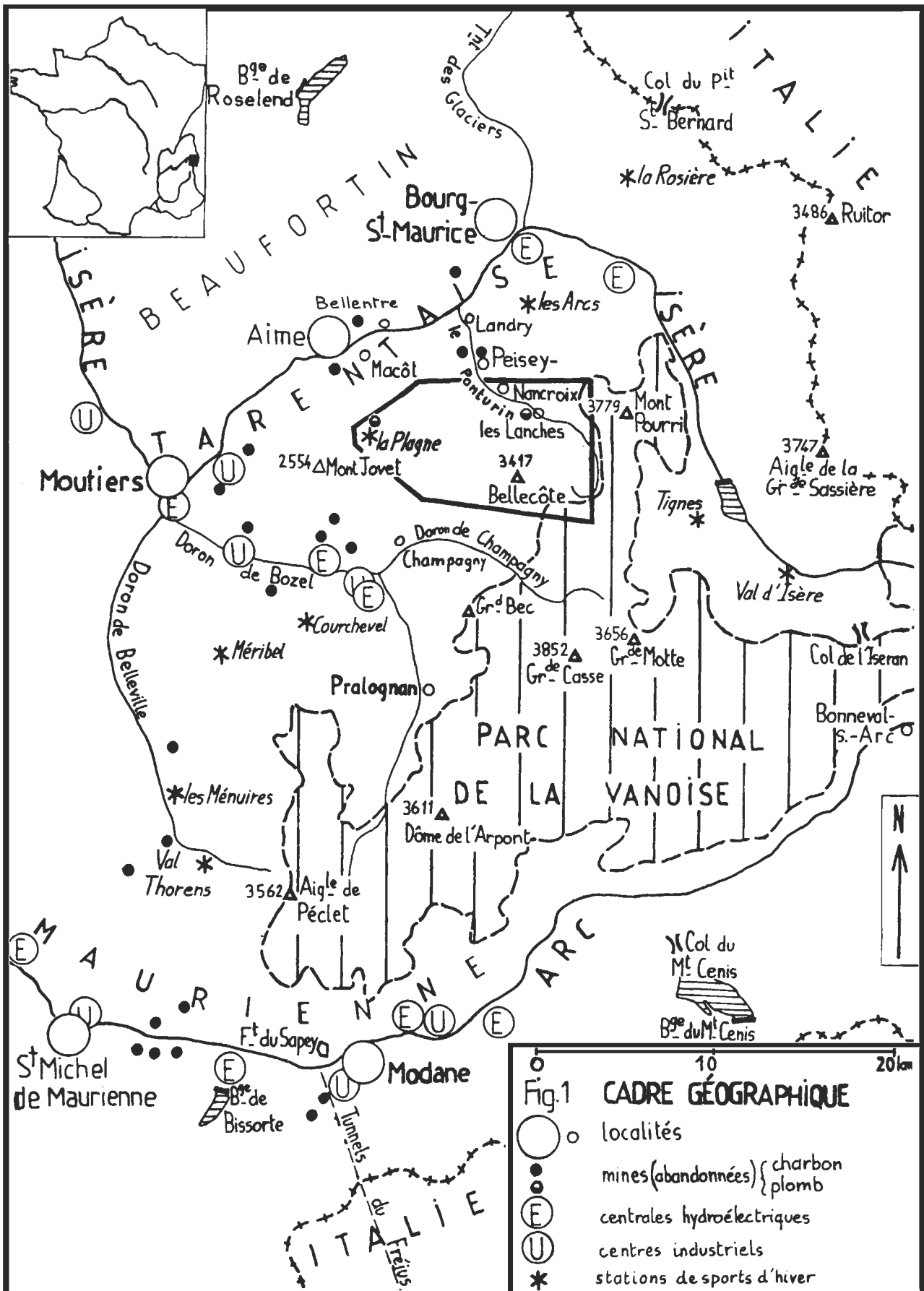
I.2.1. Localisation dans l'arc alpin.....	15
I.2.2. Principales formations ; âges des terrains.....	15
I.2.3. Distribution cartographique des principales formations.....	17

I.3. EVOLUTION DES IDEES

I.3.1. Le problème des Gneiss du Sapey - Peisey.....	19
I.3.2. Structure de la Vanoise septentrionale.....	21
I.3.3. Phases tectonométamorphiques alpines.....	23
I.3.4. Tectonique récente, dépôts quaternaires.....	24

I.4. PROBLEMES ETUDIES

I.4.1. Cartographie.....	25
I.4.2. Pétrologie.....	25
I.4.3. Découpage structural.....	25



CHAPITRE I - INTRODUCTION

I.1. CADRE DE L'ETUDE.

I.1.1. Localisation et caractères géographiques.

Situé en Savoie (France), le terrain étudié est couvert par la carte I.G.N. Moûtiers n° 3-4 (à 1/25 000). Il englobe le massif de Bellecôte, en Vanoise. Il est partagé entre les quatre communes de Bellentre, Peisey - Nancroix (au N), Macôt - La Plagne (à l'W), et Champagny - en - Vanoise (au S) (fig. 1 et 2).

Le massif de Bellecôte culmine à 3 417 m. Il est borné au N et au S par deux vallées glaciaires, dont le fond plat est à 1 500 m environ. Les glaciers actuels n'occupent que de hauts cirques autour du sommet du massif ; du fait des pentes trop raides en face nord, ils sont paradoxalement plus étendus sur le versant sud.

La figure 2 donne un aperçu de la géographie humaine actuelle. Les frontières traditionnelles étaient plus ou moins calquées sur les courbes de niveau : cultures et habitat permanent jusqu'à 1 500 - 1 700 m ; forêt jusqu'à 2 000 m, surtout à l'ubac (c'est-à-dire la face nord, à l'ombre) ; alpages d'été jusqu'à 2 500 - 2 800 m ; puis haute montagne. Le découpage actuel est surimposé à ces limites anciennes, avec à l'Ouest la station de ski de la Plagne, à l'Est le Parc National de la Vanoise (fig. 2).

La modernisation du paysage a quelques avantages pour les géologues. Des affleurements nouveaux ont été dégagés à l'Ouest à la faveur des terrassements pour les routes et les pistes de ski. Côté Parc, plusieurs refuges ont été ouverts, et des sentiers aménagés. Ainsi l'accès est plus facile qu'à l'époque d'Ellenberger, grand découvreur de la Vanoise ; mais le terrain n'est accessible qu'en été, et les journées de travail y comprennent souvent plusieurs heures de marche d'approche.

I.1.2. Mines et travaux d'intérêt géologique.

Dès le XVIII^{ème} siècle des géologues ont parcouru ce secteur : une mine de plomb argentifère était en activité aux Lanches (loc. fig. 2) de 1714 à 1866. Elle suscita la création d'une Ecole des Mines à Peisey en 1803, dont les travaux de prospection conduisirent à ouvrir une seconde exploitation à la Plagne (fig. 2). Cette dernière a fonctionné jusqu'en 1973 (Clary et Palluel - Guillard, 1978). Je n'ai pu visiter ces mines, actuellement foudroyées. Elles semblent avoir exploité des gîtes de style hydrothermal dans la couverture permotriasique, très écaillée et tectonisée, de la zone houillère. Je ne pourrai proposer ici que quelques constatations sur les conditions tectoniques qui ont pu favoriser ces concentrations minérales (phase 3 ; cf. I.3.3. et chap. IV).

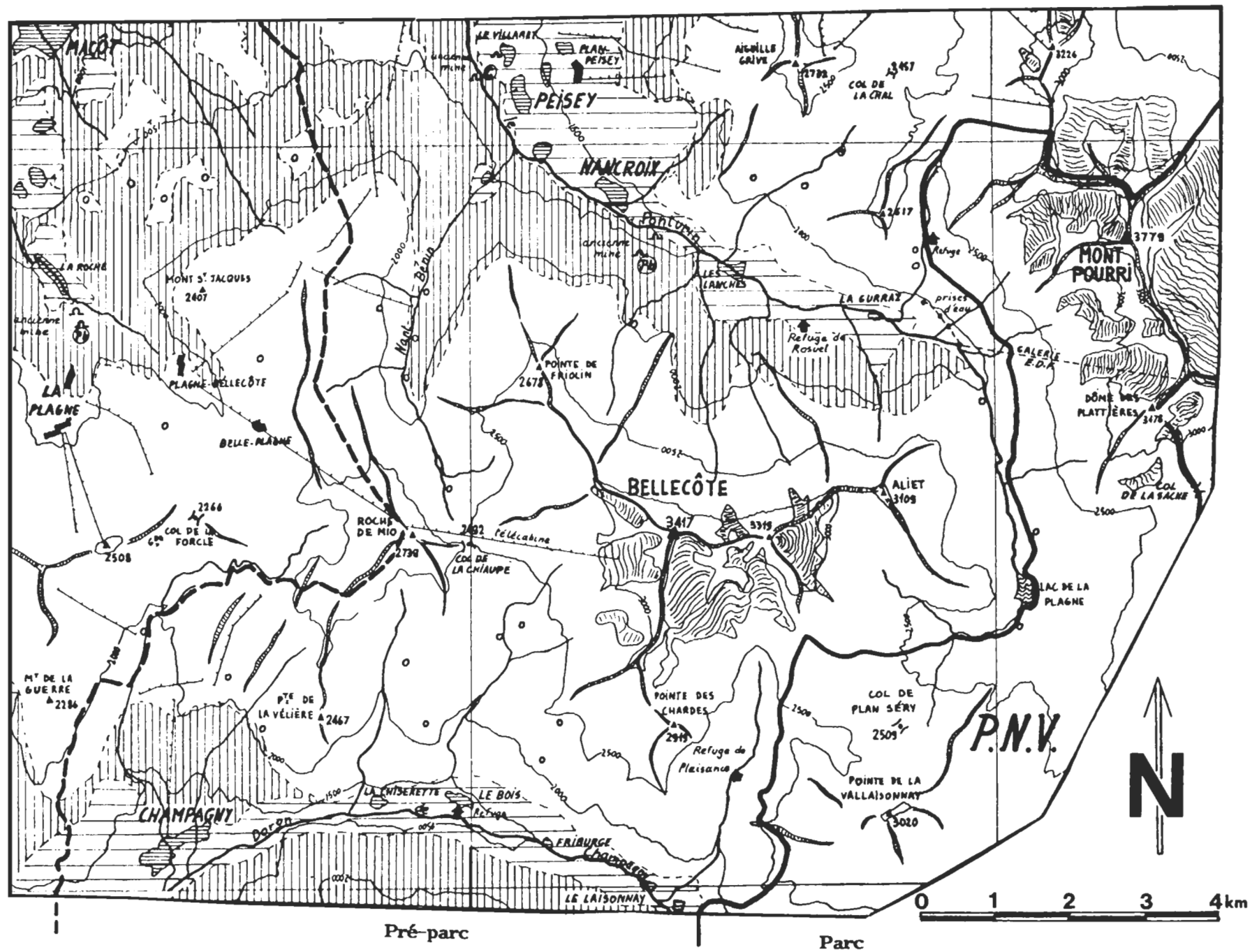


Fig. 2 (voir légende page ci-contre)

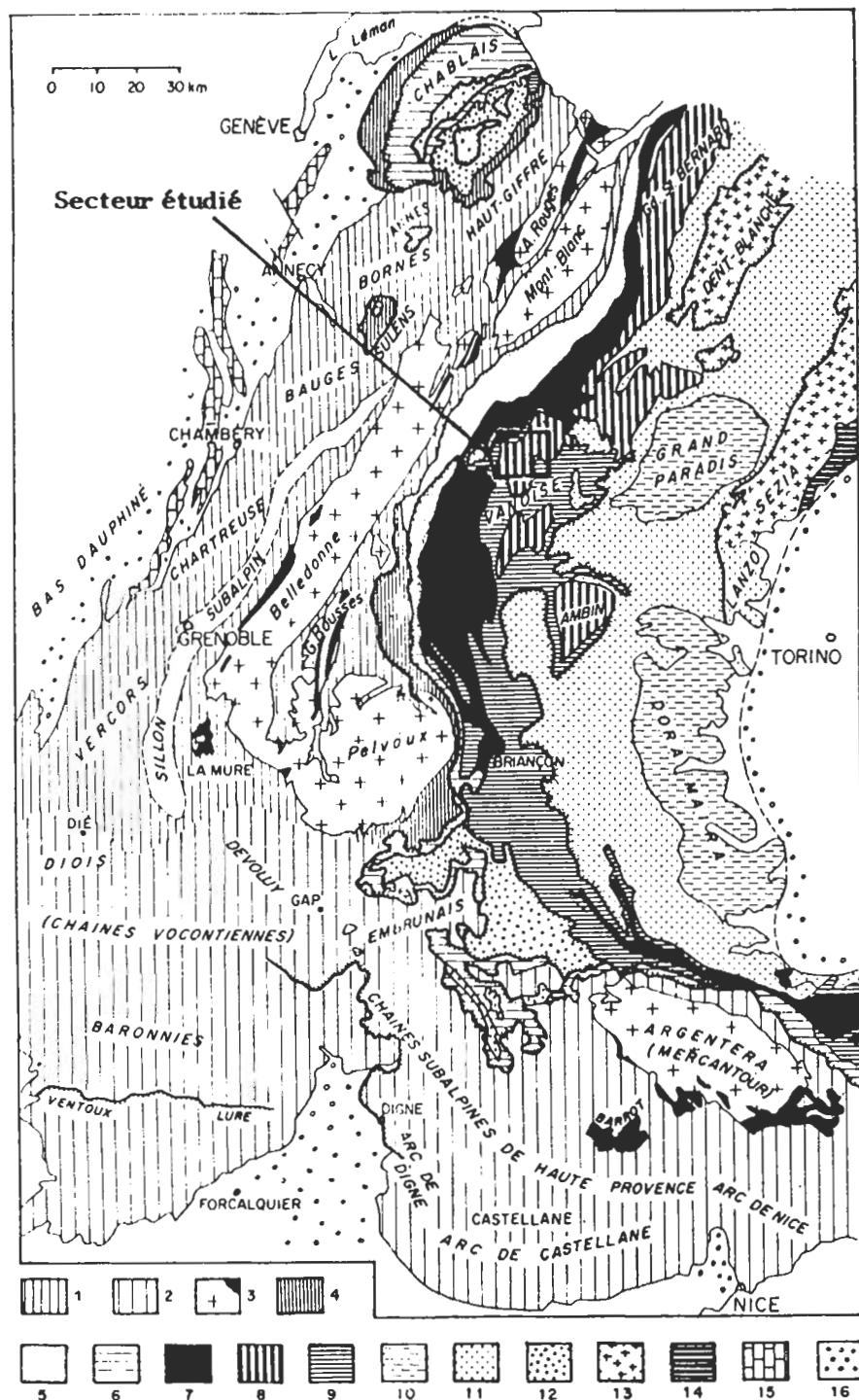


Fig. 2. - Utilisation du territoire : 3 époques. Schéma d'après le fond topographique I.G.N.. Courbes de niveau : équidistance 500 m. Le découpage indiqué correspond aux limites des coupures Bourg-Saint-Maurice N° 7-8 (au NW), St-Foy-Tarentaise N° 5 (au NE), Moûtiers N° 3-4 (au centre) et N° 7-8 (au S), et Tignes N° 1 (au SE). **P.N.V.** : Parc National de la Vanoise (trait continu épais ; la limite ouest de sa zone périphérique correspond au trait tireté épais).

- Les villages traditionnels de Peisey - Nancroix et Champagny sont installés près du fond des vallées mais à l'adret, vers 1 500 m, et sont entourés de terres cultivées (foin surtout, actuellement : hachures horizontales). Bien développées à l'ubac, les forêts (hachures verticales) montent jusque vers 2 000 m. Alpagnes, puis haute montagne, occupent le reste du territoire (petits cercles : chalets d'alpage actuels).
- Les mines, ouvertes aux XVIII^{ème} et XIX^{ème} siècles, actuellement abandonnées, ont contribué à fixer la population dans quelques hameaux (La Roche, Nancroix, Les Lanches), sans déplacement notable des lieux d'habitat permanent.
- Les stations de ski de La Plagne, et des Arcs (N de la carte), occupent maintenant le domaine alpagnes - haute montagne, en concurrence avec le Parc National de la Vanoise, bordé par sa zone périphérique (pré-parc). Les frontières traditionnelles suivaient à peu près les sinuosités des courbes de niveau ; les frontières modernes les recourent, et sont en gros parallèles à la vallée de l'Isère (au NW de Macôt, hors carte) qui est le grand axe régional de communication.

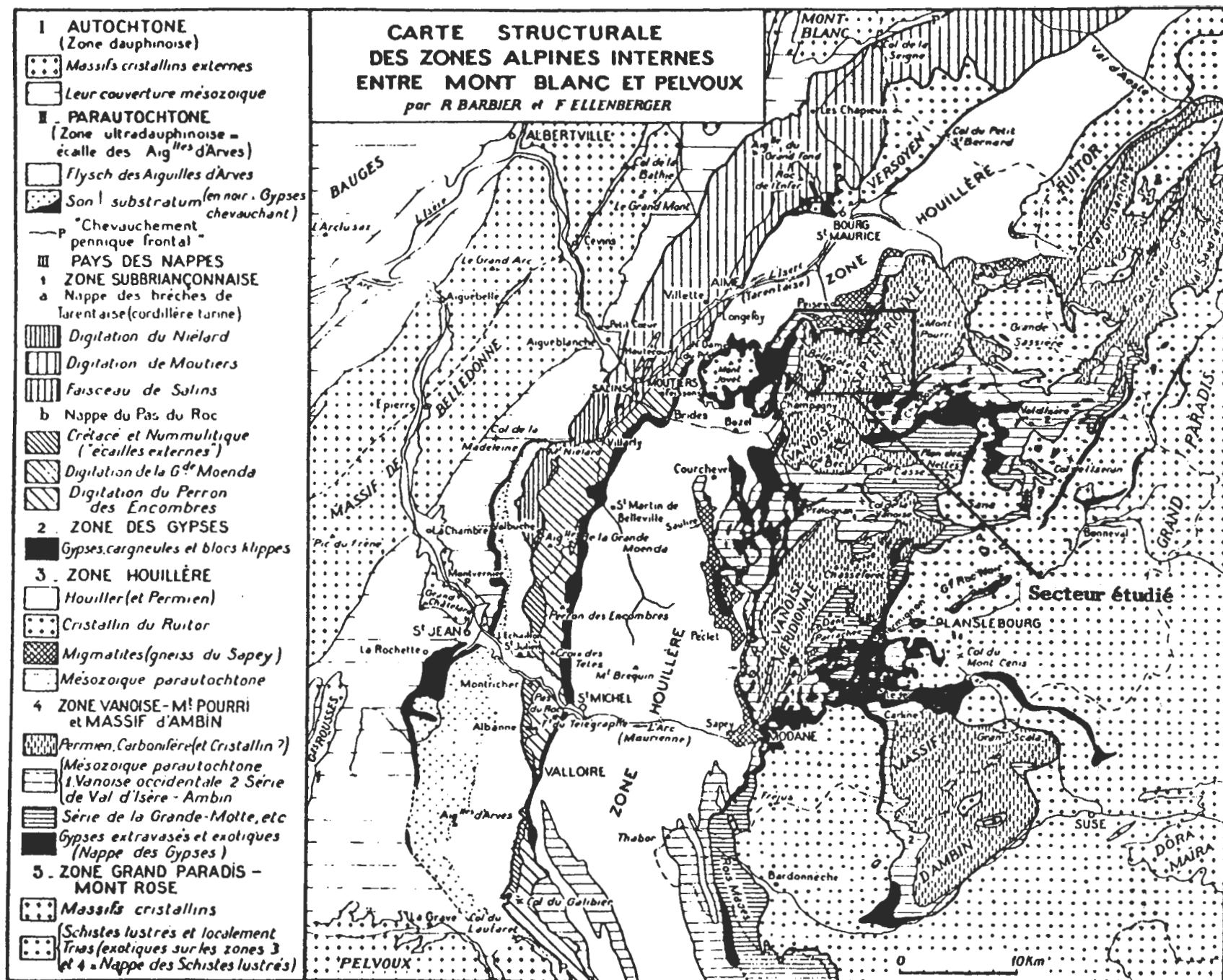
Le massif de Bellecôte n'a pas été inclus dans le Parc, pour préserver les territoires de chasse de Peisey et Champagny. L'avenir dira si l'on n'a créé là qu'une réserve foncière, et au profit de qui.

FIG. 3 - Schéma structural des Alpes franco-italiennes.

1. Chaînes subalpines septentrionales. - 2. Chaînes subalpines méridionales.
3. Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers. - 4. Zone ultradauphinoise.
5. Zone valaisane. - 6. Zone subbriançonnaise. - 7. Zone houillère briançonnaise.
8. Zone Vanoise - Mont Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique).
9. Mésozoïque briançonnais. - 10. Massifs cristallins internes piémontais. - 11. Zone des Schistes lustrés piémontais. - 12. Nappes du Flysch à Helminthoïdes et Flysch de la Simme sl. - 13. Zone Sesia. - 14. Zone d'Ivrée. - 15. Jura. - 16. Bassins molassiques peri-alpins.

(tiré de Debelmas, 1974).

Fig. 4. - Carte structurale des zones alpines internes entre Mont Blanc et Pelvoux (tiré de Barbier et al., 1954).



Une mine de charbon a fonctionné à Peisey même (hameau du Villaret) jusqu'en 1950, exploitant selon Fabre (1961, p.120) un faisceau de veines dans la partie supérieure du Houiller productif (Westphalien D - Stéphanien A de l'Assise de Tarentaise).

Une galerie E.D.F. longue de 8 km a été percée sous le massif du Mont-Pourri. Le rapport B.R.G.G.M. écrit à cette occasion (Fabre, 1954) reste un des seuls documents où ce massif est étudié, avec les données précieuses mais locales de Ellenberger (1958, p. 112, p. ex.), et celles de Marion (1984) sur la haute vallée de l'Isère. L'étude du Mont-Pourri reste cependant à faire.

I.2. CADRE GEOLOGIQUE.

I.2.1. Localisation dans l'arc alpin.

Mon terrain est inclus dans la zone briançonnaise : première zone alpine interne bien caractérisée (v. p. ex. Debelmas, 1974), elle est continue de la Suisse à la Méditerranée, et se distingue de ses voisines par son ossature permo-carbonifère (fig. 3).

A cette latitude, la zone briançonnaise est scindée en une partie externe, la zone houillère, et une partie interne plus métamorphique dite zone Vanoise - Ambin. L'accident qui les sépare, jalonné de Trias évaporitique, est vertical ou subvertical de Modane à Champagny, et orienté N-S. Il passe à un chevauchement de tracé WSW-ENE, à vergence apparente au Nord, à la latitude de Peisey (fig. 4 et 6).

Cet "accident intrabriançonnais" (Ricou, 1984), dit aussi pour sa portion à tracé N-S "accident Modane - Chavière - Champagny" (p. ex. par Ellenberger, 1958 ; Goguel, 1963 ; Raoult, 1980b) a donc eu des modalités de fonctionnement complexes, que les auteurs cités ont discutées. Il sépare en tout cas deux domaines, la zone houillère et la Vanoise, nettement différents par leurs lithostratigraphies, et par leurs histoires tectonométamorphiques alpines. Ce sont elles dont je vais maintenant tenter la description.

I.2.2. Principales formations ; âges des terrains.

C'est en zone houillère que les séries briançonnaises sont le mieux définies et datées. La figure 5 résume leurs natures et leurs âges, ainsi que la nomenclature que j'utiliserai ici. Au-dessus d'un socle anténamurien polymétamorphique, représenté dans le massif du Ruitor (fig. 4), se sont déposés plusieurs kilomètres de schistes, grès, houille, datés du Namurien au Stéphanien. Ces niveaux sont surmontés en discordance par des assises conglomératiques (Assise de Courchevel ; Fabre, 1961) attribuées au Stéphanien B et C , elles-mêmes couronnées localement par la formation dite des Gneiss du Sapey - Peisey (voir I.3.1.). Des schistes et grès plus clairs souvent

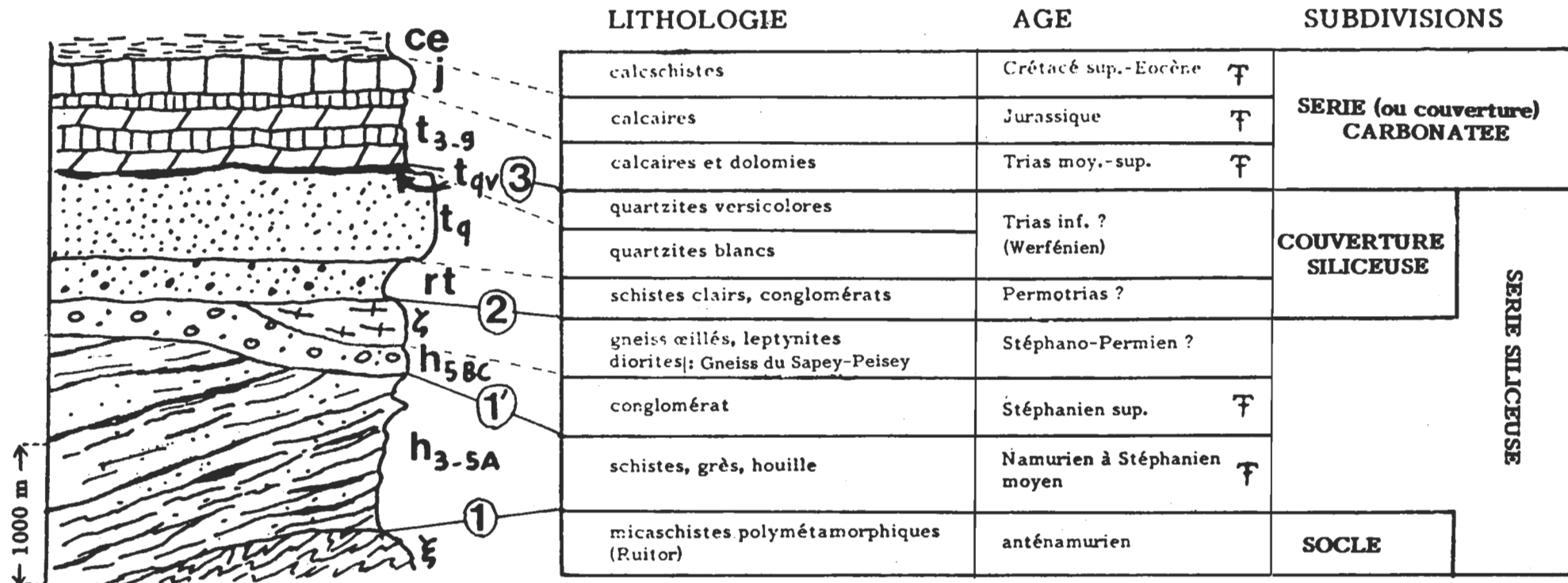


Fig. 5. La série de la zone houillère, aux latitudes de la Vanoise. Colonne synthétique d'après Ellenberger (1958) et Fabre (1961).

Les coupures fondamentales sont numérotées (1,1',2,3). L'échelle des épaisseurs n'est donnée qu'à titre indicatif car celles-ci sont difficiles à apprécier directement, du fait des déformations alpines et de variations latérales importantes. De plus la succession représentée ici n'a jamais été observée sur une seule coupe dans sa totalité.

Noter le hiatus de datations entre le Stéphanien (h_{5BC}) et le Trias moyen (t_3). En Vanoise, les coupures 2 et 3 qui encadrent ce hiatus se retrouvent, mais le substratum anté 2 n'est plus daté. De plus la coupure 3 a été considérée par Ellenberger comme un plan de décollement systématique, ce qui rend ici une figuration en colonne encore plus hypothétique. Enfin l'absence de datation au sein de la série siliceuse en Vanoise m'a conduit à remplacer le terme "Carbonifère" par "Antépermien" ou "Substratum".

rouges ou violacés, attribués au Permo - Trias, puis des quartzites blancs dits du Werfénien inférieur, reposent en discordance sur le Carbonifère et le Stéphano - Permien, ainsi que sur les Gneiss du Sapey - Peisey. La série carbonatée couronne cet édifice, et est datée à sa base du Trias moyen (Anisien), à son sommet de l'Eocène (moyen à supérieur ?).

En Vanoise tous les auteurs ont considéré, depuis Ellenberger (1958), que la série carbonatée et la couverture siliceuse (Permien à Werfénien, non datés) sont comparables à celles définies en zone houillère. Mais, par rapport au Houiller banal de celle-ci, les termes plus anciens ont semblé plus métamorphiques et/ou plus déformés, et en tout cas différents par leur grande richesse en prasinites et ovaridites.

Dans ce substratum antépermien de Vanoise, Ellenberger (1958, 1966) a noté la fréquence des passées charbonneuses, et a considéré qu'il s'agissait de Carbonifère. Bocquet (1974a), sur la foi de datations absolues à 600 m.a. (Bocquet et al., 1974), et du fait de la présence d'associations minérales du faciès des amphibolites, en faisait un socle anténamurien, comme Gay (1970) l'avait proposé pour le socle d'Ambin plus au Sud (fig. 4). Comparant les minéralisations dans le Permien avec celles de son substratum, en Vanoise méridionale, Dambrine et Langaney (1980) ont noté des différences sensibles, et proposé de ce fait de considérer ce substratum comme antérieur au Namurien. Raoult (1980b) a proposé de ranger dans le Carbonifère le substratum antépermien de Vanoise septentrionale, et de suivre l'avis de Bocquet pour celui de Vanoise méridionale, dont les micaschistes de l'Arpont constituent la plus grande part. Peruccio - Parison (1984), qui a étudié la vallée de Champagny (avec la partie sud-ouest de Bellecôte), a abouti aux mêmes conclusions que Raoult.

En l'absence de données paléontologiques antérieures au Trias moyen, il faut en tout cas souligner que les désignations "Werfénien", "Permien", "Antépermien" (de préférence à "Carbonifère") que j'utiliserai ici ne désigneront que des âges présumés, liés à des faciès, les corrélations n'étant faites que d'après ces derniers. Le terme "lithostratigraphie" sera toujours préférable à "stratigraphie", dans toute cette étude.

1.2.3. Distribution cartographique des principales formations.

Je l'ai fortement schématisée en figure 6, qui utilise encore la subdivision entre série siliceuse, dont la couverture siliceuse, et série carbonatée, pour l'ensemble des terrains.

La zone houillère, dans le secteur considéré, présente un empilement globalement normal (Fabre, 1961, p. 118-123), avec Westphalien et Stéphaniens, Gneiss du Sapey-Peisey, puis les couvertures siliceuse et carbonatée. Ces dernières sont cependant très écaillées et probablement amincies : elles affrontent directement au Nord le Permien de Vanoise qui les surmonte, et sont chevauchées à l'Ouest par la klippe du Mont Jovet, issue de la nappe des Schistes lustrés, avec une semelle gypsifère épaisse (la "nappe des Gypses").

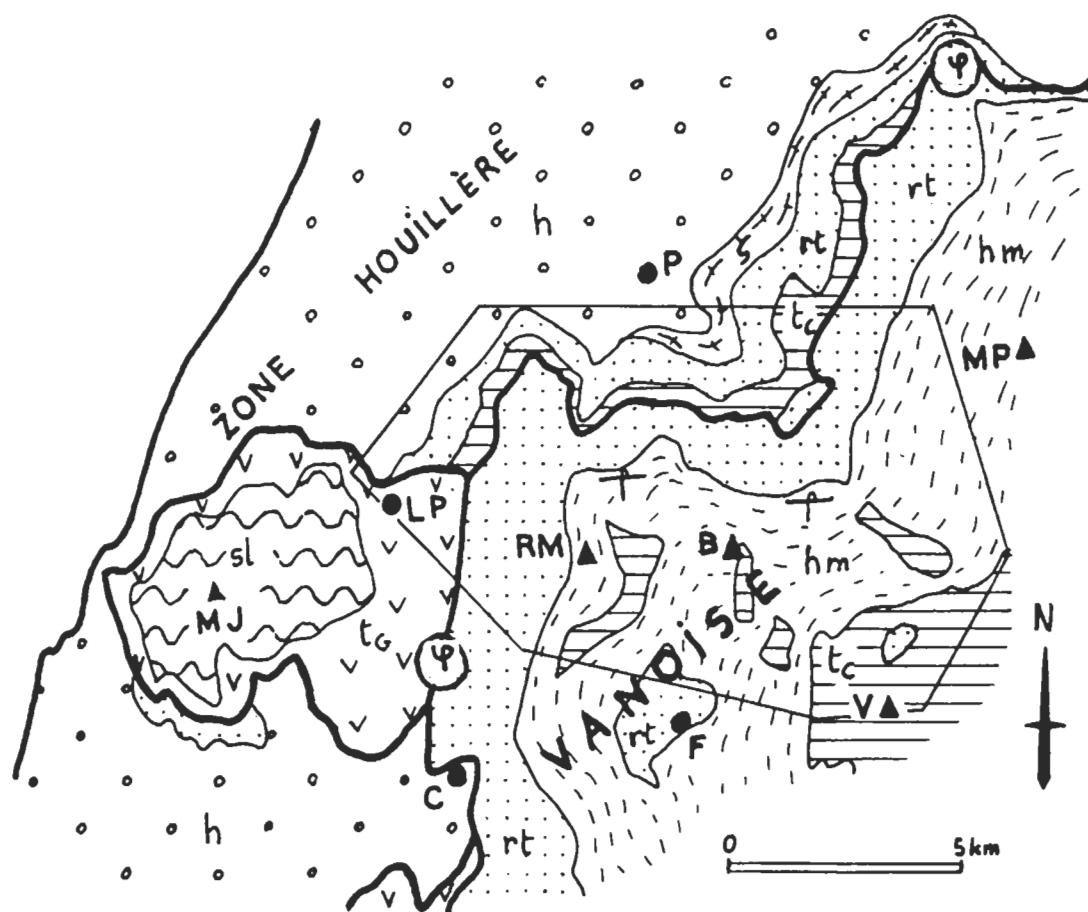


Fig. 6. - Principaux terrains étudiés. Schéma d'après la carte Annecy à 1/250 000. Le secteur étudié est encadré.

Toponymie : B : Bellecôte - C : Champagny - F : Friburge - LP : La Plagne - MJ : Mont Jovet - MP : Mont Pourri - P : Peisey - RM : Roche de Mio - V : Pointe de la Vallaisonnay.

Géologie : h : Carbonifère de la zone houillère - ζ : Gneiss du Sapey-Peisey - rt : couverture siliceuse permotriasique et werfénienne - t_C : couverture carbonatée (Trias carbonaté seul) - t_G : nappe des Gypses - sl : Schistes lustrés du Mont Jovet - hm : substratum antépermien de Vanoise septentrionale (Carbonifère ?) - Ψ : accident intrabriançonnais, séparant la zone houillère de la Vanoise.

Noter, en Vanoise, la dissociation cartographique entre les affleurements de couverture siliceuse (rt) et ceux de couverture carbonatée (t_C), et la succession renversée du "Carbonifère" au-dessus du Permien au Nord du sommet de Bellecôte (signes de pendage inverse).

Dans ce mémoire, seuls quelques éléments seront versés aux dossiers complexes des Gneiss du Sapey - Peisey et de la nappe des Gypses. Je n'ai pas étudié les Schistes lustrés.

En Vanoise septentrionale, mon principal centre d'intérêt, la disposition des terrains est plus complexe. Trois faits l'attestent :

- les secteurs à couverture carbonatée et à couverture siliceuse sont disjoints cartographiquement (fig. 6) ;
- dans la face nord du massif de Bellecôte, l'Antépermien surmonte le Permien (fig. 6) ;
- l'Antépermien n'est pas daté. Avant 1984 (thèse de Peruccio - Parison, concernant la vallée de Champagny), sa lithostratigraphie n'avait encore fait l'objet d'aucune description systématique.

L'apport de données nouvelles sur ces trois points, et leur interprétation, forment l'essentiel de cette thèse. J'utilise largement les données de Peruccio - Parison (1984), mais mes propres observations m'amènent à des modèles différents, surtout pour l'histoire antépermienne.

1.3. EVOLUTION DES IDEES.

Pour un historique détaillé des idées sur la Vanoise avant 1958, je renvoie à Ellenberger (1958, p. 1-42). Pour la zone houillère, il faut consulter Fabre (1961).

1.3.1. Le problème des Gneiss du Sapey - Peisey.

Sous ce nom de formation on regroupe des gneiss œillés, des leptynites albitiques, des métadiorites, ou des "schistes noirs indurés" (Ellenberger, 1958, 1966). Ils surmontent les assises conglomératiques du Carbonifère terminal (Assise de Courchevel, ici), au bord est de la zone houillère, longeant de ce fait la Vanoise de Modane à Peisey sur une cinquantaine de kilomètres (fig. 4 et 5). Des équivalents en ont été décrits vers le Nord-Est, sur la frontière franco-italienne, dans le Val d'Aoste (Caby, 1974), et jusqu'en Suisse (Burri, 1983 ; Thélin et Ayrton, 1983).

Ellenberger (1958, 1966) les a considérés comme le résultat d'une "migmatitisation latérale en tache d'huile" (fig. 7A) qui aurait affecté le sommet des assises carbonifères avant le dépôt du Permotrias. Leur position paléogéographique aurait préfiguré la frontière actuelle entre zone houillère et Vanoise. Bocquet (1974a) et Debelmas (1980) ont suggéré d'y voir plutôt des granites hypovolcaniques permien. Ces diverses hypothèses confèrent aux Gneiss un âge permien.

Détraz (1984) a produit une cartographie détaillée de leurs affleurements méridionaux, entre Modane et le massif de Péclet - Polset (loc. fig. 1). Avec Loubat (Détraz et Loubat, 1984) il a découvert dans une leptynite des reliques de grenat, staurotide, et disthène, d'autres faciès montrant de la biotite et du grenat. Ces associations seraient l'empreinte d'une phase métamorphique de type barrowien, jamais

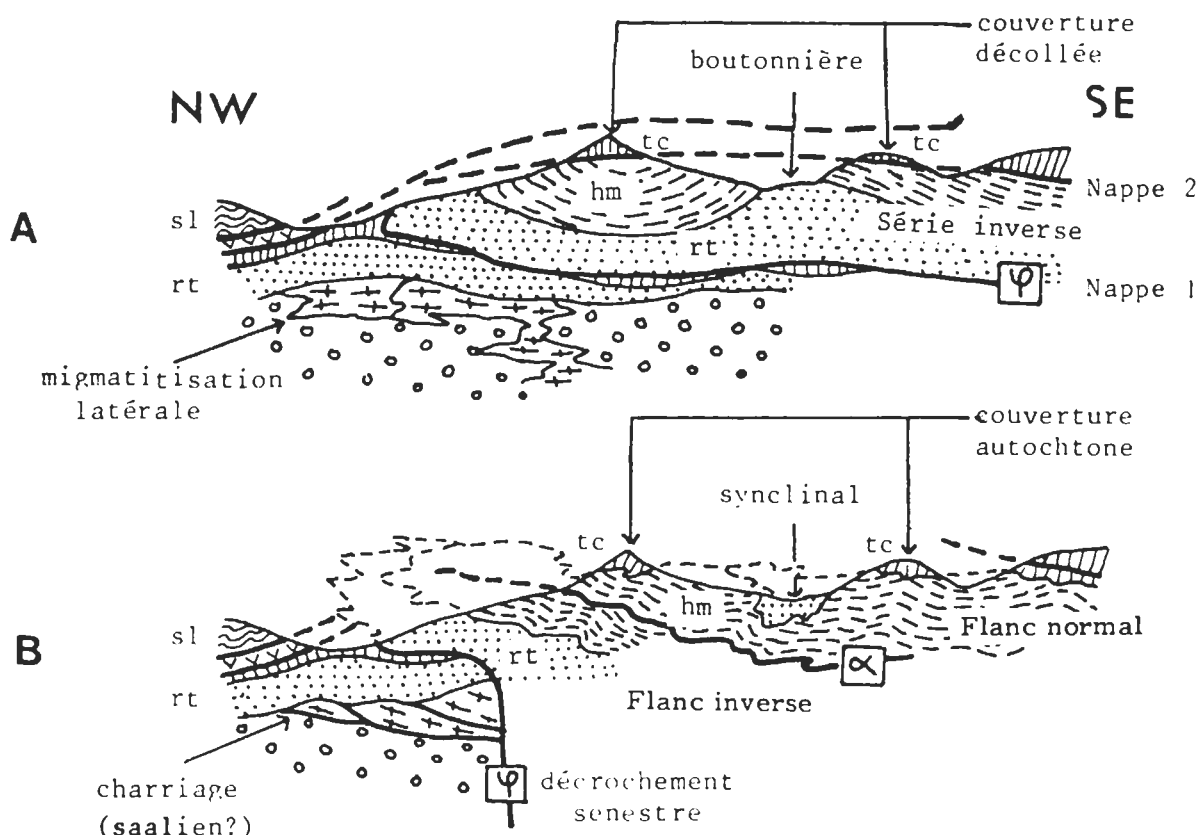


Fig. 7.- Coupes interprétatives synthétiques, très simplifiées, du massif de Bellecôte.
Les indices des formations sont les mêmes qu'en figure 6.

A : d'après Ellenberger (1958, 1966), ou Ellenberger et Saliot (1967) ;

B : synthèse personnelle, d'après d'autres travaux.

- A.- 1 :** les Gneiss du Sapey-Peisey résultent d'une migmatitisation "latérale en tache d'huile" tardicarbonifère (ou de manifestations hypovolcaniques de ce même âge, stéphanopermien à éopermien, selon Bocquet, 1974a) ;
- 2 : le massif de Bellecôte correspond au flanc inverse d'un grand pli couché alpin précoce (nappe 1), chevauchant à l'Ouest la zone houillère ;
- 3 : le Trias carbonaté (t_C) a été mis en place par la nappe 2, et repose en klippe tectonique sur le Carbonifère retourné (hm) ; la couverture permotriasique (rt) du Carbonifère affleure en boutonnière ;
- 4 : l'accident majeur φ correspond au plan de chevauchement, localement rétrodéversé à l'Est, du pli couché de Bellecôte sur la zone houillère ; le chevauchement s'est fait initialement vers l'Ouest.
- B.- 1 :** les Gneiss du Sapey-Peisey sont les témoins d'un socle anténamurien, charriés sur la zone houillère au début du Permien (Détraz, 1984) ;
- 2 : le massif de Bellecôte montre le flanc inverse et le flanc normal d'un grand pli couché (flancs séparés par un contact α à tracé encore hypothétique), et ce pli chevauche la zone houillère au Nord (Raoult, 1980a,b ; Peruccio-Parison, 1984 ; Guillot et Raoult, 1984) ;
- 3 : le Trias carbonaté (t_C) est au moins en partie en adhérence stratigraphique sur l'Antépermien (hm) du flanc normal ; la couverture permotriasique (rt) du flanc normal, beaucoup moins épaisse que celle du flanc inverse, est préservée dans des synclinaux (mêmes travaux qu'au 2) ;
- 4 : l'accident majeur φ est un décrochement senestre ; le fonctionnement de tels accidents N-S aurait guidé toute la tectogenèse alpine de la zone briançonnaise, voire des Alpes occidentales (Goguel, 1963 ; Ricou, 1984).

décélée par ailleurs dans le substratum houiller, et non alpine. Il en a déduit qu'il s'agissait de matériel antécarbonifère charrié, dès le Permien, sur la zone houillère (fig. 7B).

Cette conclusion implique une phase tectonique cisailante majeure (phase saaliennne ?), dont les travaux de Peruccio - Parison (1984) et nos études sur le Permien de Vanoise (Guillot et Raoult, 1984) n'ont pas exclu la possibilité sans toutefois pouvoir la démontrer. On peut cependant toujours s'interroger sur la patrie d'origine de ce matériel "Gneiss du Sapey - Peisey", sur la raison de son parallélisme cartographique avec la limite actuelle zone houillère - Vanoise, et aussi sur sa nature même.

Schade (1983b) a étudié les zircons de quatre échantillons de faciès différents : trois contiennent des zircons typiques de roches d'anatexie (deux gneiss s.s. et une pegmatite associée), un autre des zircons de haute température (une leptynite albitique associée à des diorites). Ceci indiquerait peut-être un vieux socle granitisé avec des intrusions de roches hypovolcaniques.

Dans cette étude, j'essaierai surtout de discuter, à partir des affleurements très réduits de Gneiss du Sapey - Peisey dans ce secteur de la zone houillère, les quelques conséquences de l'hypothèse de Detraz sur l'âge anté-houiller des Gneiss.

I.3.2. Structure de la Vanoise septentrionale.

J'ai rappelé les données fondamentales de ce problème (I.2.3.) : dans la face nord de Bellecôte, l'Antépermien surmonte le Permien, mais est lui-même surmonté par des calcaires triasiques, sur le versant sud du massif (fig. 6).

La position de ce "Carbonifère" au-dessus du Permien dans la face nord a été considérée par Ellenberger (1958, 1966) comme le résultat d'un renversement global, sans dissociation tectonique de ces deux termes. Ceci sous-entend que le "Carbonifère" et le Permien sont restés stratigraphiquement solidaires. Ellenberger (1958, p. 426) a signalé que l'"excursion convaincante au pied des parois est pénible". Mais il ne décrit pas les éventuelles preuves d'une liaison stratigraphique le long des 4 km de ce "remarquable hémicycle". Il considère en tout cas que tout le "Carbonifère" de Bellecôte a été retourné, ou plus exactement qu'il ne subsiste actuellement dans Bellecôte que le flanc inverse d'un grand pli couché à cœur carbonifère. Le flanc normal aurait été érodé après la mise en place de ce pli couché, avant l'arrivée d'autres nappes (fig. 7A).

Les placages de calcaires triasiques du versant sud doivent alors être considérés comme des éléments d'une couverture décollée de son substratum. Ellenberger (1958, 1966), Ellenberger et Saliot (1967), ont supposé que leur mise en place était postérieure à l'érosion du flanc normal, et qu'il s'agissait d'écailles traînées sous la nappe des Schistes lustrés.

Pour Raoult (1980a, b), certains de ces placages triasiques sont en fait une couverture stratigraphique du "Carbonifère". Par conséquent, celui-ci n'aurait pas

<u>NOM DE L'EVENEMENT</u>	<u>MICROSTRUCTURES</u>	<u>PLIS MESOSCOPIQUES</u>	<u>DEFORMATIONS MAJEURES</u>	<u>FACIES METAMORPHIQUES</u>
phase 1	foliation minérale fine, pénétrative	isoclinaux, couchés	charriages, décollements, plis penniques	sch.verts sup. à sch.bleus (arrivée rapide d'une forte surcharge)
phase 2	schistosité de strain-slip bien réglée	semblables, déjetés	"rétro"-charriages vers l'Est	schistes verts (rééquilibrage thermique)
phase 3	schistosité(s) fruste(s)	conformes, cassants	réajustements, cassures	peu marqués

tabl. 1. Evénements tectonométamorphiques alpins en Vanoise. Ce tableau schématique est inspiré des travaux de Bocquet (1974a), Goffé (1982), Détraz (1984), Jaillard (1984), Platt et Lister (1985), pour ne citer qu'eux. Certains distinguent en réalité 4 ou 5 phases de déformation qui, assurées dans certains secteurs, peuvent ne pas concerner la totalité de la zone briançonnaise.

été retourné en totalité par l'orogénèse alpine. En conservant l'hypothèse précédente d'un grand pli couché à cœur carbonifère, le flanc normal de ce pli aurait été préservé, avec une couverture nettement plus réduite (rareté et minceur de la couverture siliceuse permo-triasique) pour le flanc normal que pour le flanc inverse (où seul le Permien, très épais, apparaît).

Le travail récent de Peruccio - Parison (1984) sur le Permien qui affleure à Friburge, dans la vallée de Champagny (fig. 2 et fig. 6) paraît conforter les conceptions de Raoult (1980a, b) : ce Permien serait en grand en position normale, donc synclinale (fig. 7B), et non en boutonnière (fig. 7A).

Les hypothèses antagonistes que je viens d'évoquer conduisent à deux coupes interprétatives assez différentes, schématisées en figure 7. Pour ma part, j'ai déjà pris parti, après étude avec J.F. Raoult des placages carbonatés triasiques et de la couverture siliceuse (Guillot et Raoult, 1984). Dans ce mémoire, je devrai de toutes façons réexaminer la question à la lumière de mes résultats sur la lithostratigraphie de l'Antépermien lui-même, et donc de sa structure. Notons que l'histoire structurale proposée par Ellenberger (1958, 1966) et Ellenberger et Saliot (1967), avec une première phase de "tectonique pennique à découvert" (d'après le titre de leur note de 1967) suivie d'une érosion rapide, ne paraît pas avoir été acceptée dans les travaux postérieurs sur la tectonique et le métamorphisme alpins, travaux que je vais à présent évoquer.

I.3.3. Phases tectonométamorphiques alpines.

Des travaux abondants, importants, mais souvent contradictoires, ont été présentés sur les mécanismes et la chronologie des déformations et recristallisations alpines. Je les rappellerai plutôt au fur et à mesure des besoins. Pour ne pas alourdir cette introduction, je ne propose ici qu'une vue d'ensemble, aussi synthétique que possible, des points convergents de ces travaux.

Tous les auteurs (voir par ex., pour ne citer que les derniers, Bocquet, 1974a ; Goffé, 1975 et 1982 ; Saliot, 1978) admettent une histoire tectonométamorphique polyphasée. Elle est nette à l'échelle microscopique, où une foliation fine est replissée par des schistosités de strain-slip plus grossières, et elle est corroborée par des constatations minéralogiques : des minéraux de haute pression - basse température sont rétromorphosés plus ou moins complètement en associations du faciès des schistes verts.

Outre les précieuses minutes inédites de F. Ellenberger et de P. Saliot, des travaux cartographiques détaillés plus récents (p. ex. Détraz, 1984 ; Jaillard, 1984 ; Marion, 1984 ; Peruccio - Parison, 1984 ; Broudoux, 1985) ont prouvé l'enchevêtrement des phases tectoniques. Les deux premières sont plicatives, synschisteuses, et synmé-

tamorphiques, les dernières correspondraient à des épisodes cassants avec des réajustements à grand rayon de courbure.

Pour fixer les idées, je propose un canevas schématique (tab. 1) avec ce qui me tiendra lieu de nomenclature (première colonne).

Les mécanismes globaux à l'échelle de la chaîne ont fait l'objet de nombreuses publications. Le rôle essentiel des nappes n'est plus mis en doute, mais c'est sur la direction de transport du matériel charrié que l'on peut relever des divergences. Pour Ellenberger (1963), Caby et al. (1978), Goffé (1982), Malavieille et al. (1984) (pour ne citer qu'eux) les charriages principaux se sont faits vers l'Ouest, ou du moins dans une direction franchement transverse à l'allongement actuel de la chaîne. D'autres, depuis Goguel (1963) suivi par exemple de Raoult (1980a, b) et Ricou (1984), accordent un rôle important aux grands accidents qui séparent les zones alpines : leur jeu serait essentiellement décrochant senestre, avec des charriages majeurs vers le N ou le NW. Pour ma part je ferai observer qu'en l'absence de toute fenêtre de la zone houillère au sein de la zone Vanoise - Ambin, on ignore la portée et la vergence du charriage de cette dernière.

La chronologie absolue des phases 1, 2, 3 (tab. 1) ne peut être appréciée qu'indirectement, puisqu'on ne connaît aucun dépôt daté, en zone briançonnaise, entre l'Eocène moyen et le Würm tardif. Hunziker (1970) et Bocquet (1974) ont proposé pour des secteurs plus orientaux et plus internes (zone Sesia, Mont Rose) un démarrage au Crétacé supérieur, d'après des datations radiométriques à 125 m.a.. L'opinion courante, à laquelle je me tiendrai en l'absence de fait nouveau, fixe la phase 1 peu après les derniers dépôts datés, soit à l'Eocène supérieur ; la phase 2 serait oligo-miocène, la phase 3 antérieure au Pléistocène.

1.3.4. Tectonique récente, dépôts quaternaires.

Goguel (1969) a mis en évidence des failles à fonctionnement récent au Nord de Nancroix (village localisé en fig. 2) ; des tourbières installées à la faveur de leurs escarpements ont donné des âges de 6 000 ans B.P.. Près de la Pointe de Friolin, il a aussi signalé des cassures fraîches, tranchant même les éboulis, qui auraient favorisé un important tassement du versant est de ce sommet. Ce phénomène se poursuit.

Les morphologies d'origine glaciaire ou fluvio-glaciaire ont été décrites le long de la vallée du Ponturin, à l'intention des randonneurs (Goguel et Pachoud, 1981 ; Marnesy et Bravard, 1982). J'ai fait également un recensement sommaire de ces formes dans le quart NE du terrain étudié ici, lors de mon D.E.A. (Guillot, 1982) : un des membres du jury (Chamley, comm. orale) a alors remarqué que le Quaternaire couvrait les trois quarts de la superficie cartographiée. Il n'est donc pas question

de négliger ce sujet, mais, là plus qu'ailleurs, mon travail est essentiellement cartographique. Je laisserai aux spécialistes le souci d'un raccord éventuel entre les formes que j'ai pu recenser, bassin torrentiel par bassin torrentiel (cf. travaux de Francou, 1983, p. ex. ; de G. Rovera, thèse en cours, Grenoble).

I. 4. PROBLEMES ETUDIES.

I.4.1. Cartographie.

Je tente d'appuyer ce travail sur des cartes géologiques (planches hors-texte) à 1/10 000 pour les secteurs-clés aux points de vue lithostratigraphique et tectonique ; une carte à 1/25 000 donne une vue d'ensemble de la géologie (pl. h.t. 1).

En particulier, je détaille les secteurs de Plan Richard (loc. fig. 8, et pl. h.t. 2), de la Pointe des Chardes (loc. fig. 8, et pl. h.t. 3), où j'ai pu tout à la fois définir la série antépermienne de Bellecôte et étudier ses relations avec la couverture permienne et/ou triasique. Le secteur du Col de la Chiaupe (loc. fig. 8, et pl. h.t. 4) montre quant à lui, outre la couverture permo-triasique, un "point triple tectonique" dont l'interprétation me paraît indispensable (affrontement entre flanc inverse et flanc normal du pli couché de Bellecôte, plus l'unité de la Roche de Mio).

La première partie de ce mémoire sera l'étude de ces petits secteurs, avec un certain nombre de données pétrographiques, géochimiques, et microstructurales.

I.4.2. Pétrologie.

Comme Peruccio - Parison (1984) qui a étudié la vallée de Champagne, immédiatement au Sud, j'évoque ensuite les problèmes que pose l'interprétation des données géochimiques. Cet auteur a produit 72 analyses de roche totale, que j'utilise, avec 8 autres prises dans Ellenberger (1958), et 46 analyses de mes propres échantillons (annexe 1). L'influence volcanique est nette dans toute la série antépermienne, avec une richesse marquée en soude, quasi-générale, qu'il faudra tenter d'expliquer.

Autre approche pétrologique, l'étude de la morphologie des zircons selon les méthodes de Pupin (1976) a été menée dans quelques échantillons du Permien et de l'Antépermien, afin de préciser soit la nature même de certains "quartzites" énigmatiques, soit l'origine des apports détritiques permien.

I.4.3. Découpage structural.

Il est présenté en figure 8, et sera justifié par une série d'observations nouvelles à toutes les échelles, et par les interprétations possibles. On peut voir d'ores et déjà

Fig. 8

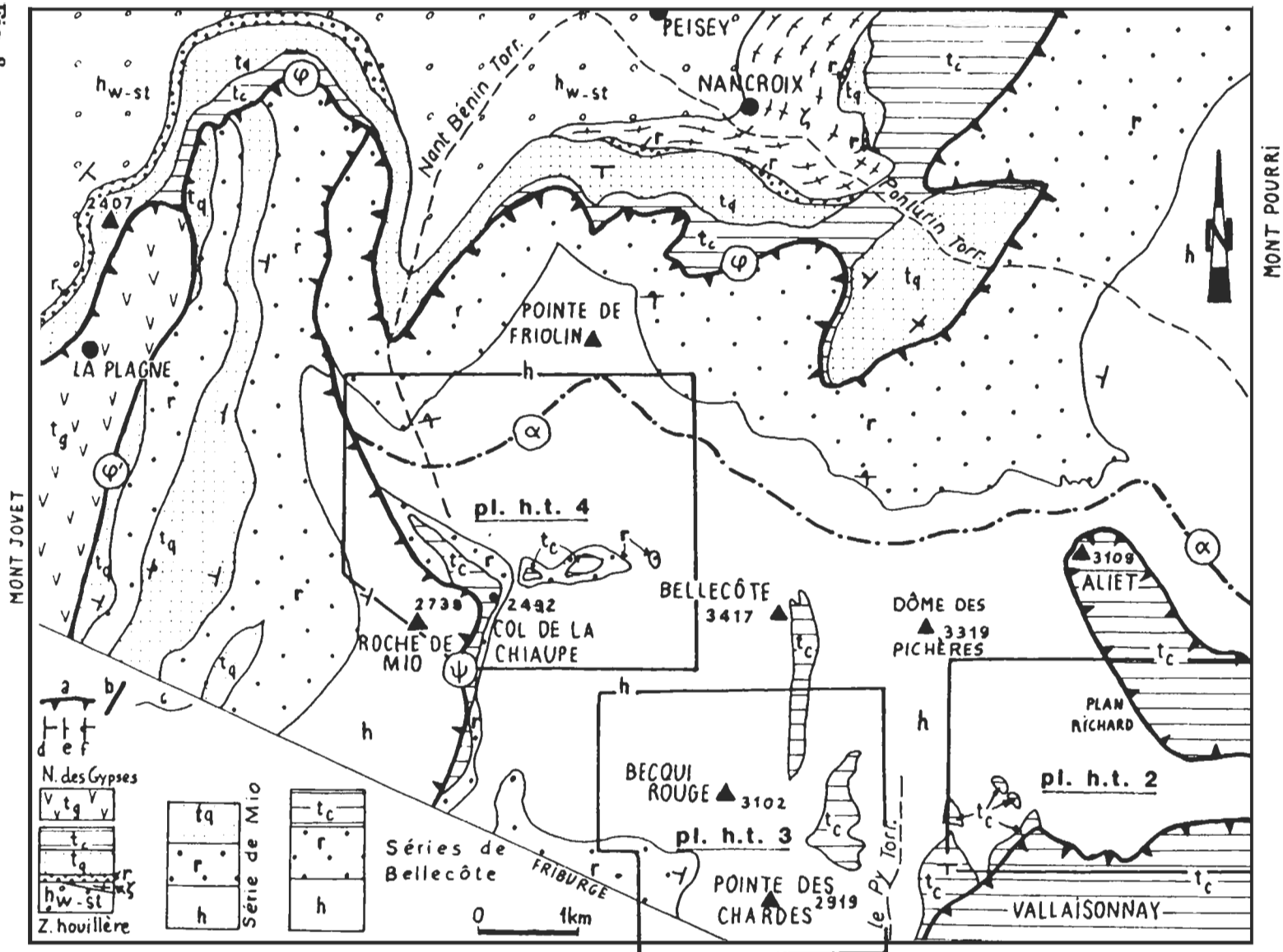


Fig. 8. - Schéma géologique du secteur étudié, avec les principales subdivisions structurales (d'après Guillot et Raoult, 1984, simplifié). Les secteurs encadrés font l'objet d'une planche hors-texte, avec carte géologique à 1/10 000.

Légende : **a** : chevauchement - **b** : faille - **c** : contact stratigraphique - **d, e, f** : pendage (respect. normal, fort, inverse) - **t_G** : gypses et cargneules - **t_C** : couverture carbonatée (Trias carbonaté seulement) - **t_q** : quartzites du Werfénien - **r** : Permien - **ζ** : Gneiss du Sapey-Peisey - **h_{w-st}** : Carbonifère daté de la zone houillère - **h** : substratum antépermien non daté de Vanoise.

Contacts majeurs : **φ'**, **φ** : accident intrabriançonnais, entre zone houillère et Vanoise - **ψ** : limite orientale de l'Unité de la Roche de Mio - **α** : limite approximative entre flanc normal (au Sud) et flanc inverse de l'Unité de Bellecôte.

que le contact entre flanc inverse et flanc normal du pli couché de Bellecôte est cartographiable (α), malgré une certaine imprécision, et attribué à la phase 1. Je propose aussi de rendre des charriages tardifs (phase 3) responsables de certaines complications locales (charriage de l'Aliet ; charriage de la Vanoise sur la zone houillère entre la Plagne et Peisey).

Je dois préciser que le découpage proposé (φ' , φ , ψ , α , fig. 8) découle seulement des constatations faites sur la lithostratigraphie de la couverture permo-triasique ou sur ses contacts avec le "Carbonifère" (Guillot et Raoult, 1984) : c'est la lithostratigraphie de ce dernier que je dois d'abord décrire ici. Dans ce mémoire, le terme "Carbonifère" est remplacé par "Antépermien" ou autre "substratum". Comme Fabre (comm. orale) me l'a suggéré, toute attribution d'âge à ces terrains serait purement réductrice, en l'état des connaissances.

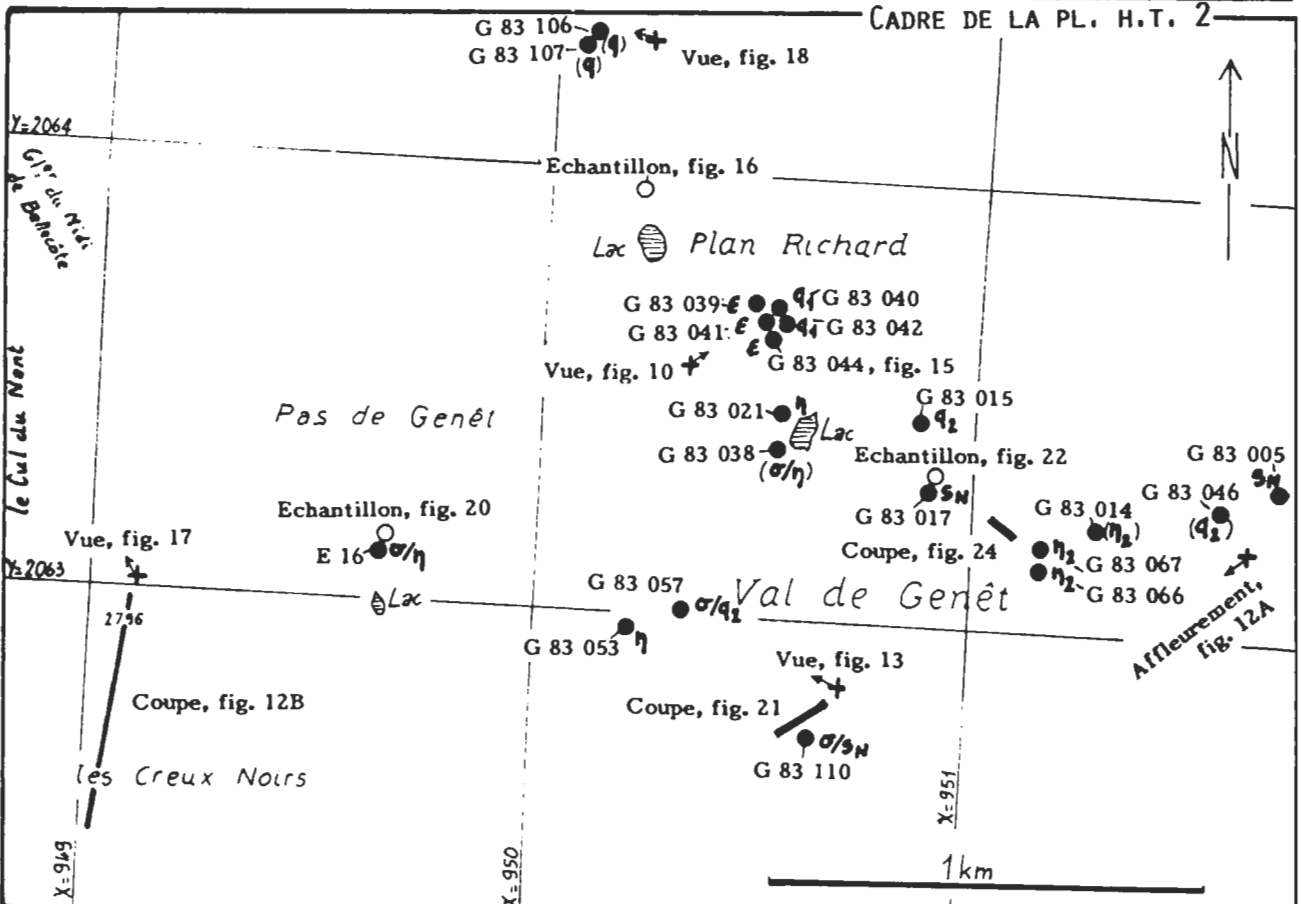
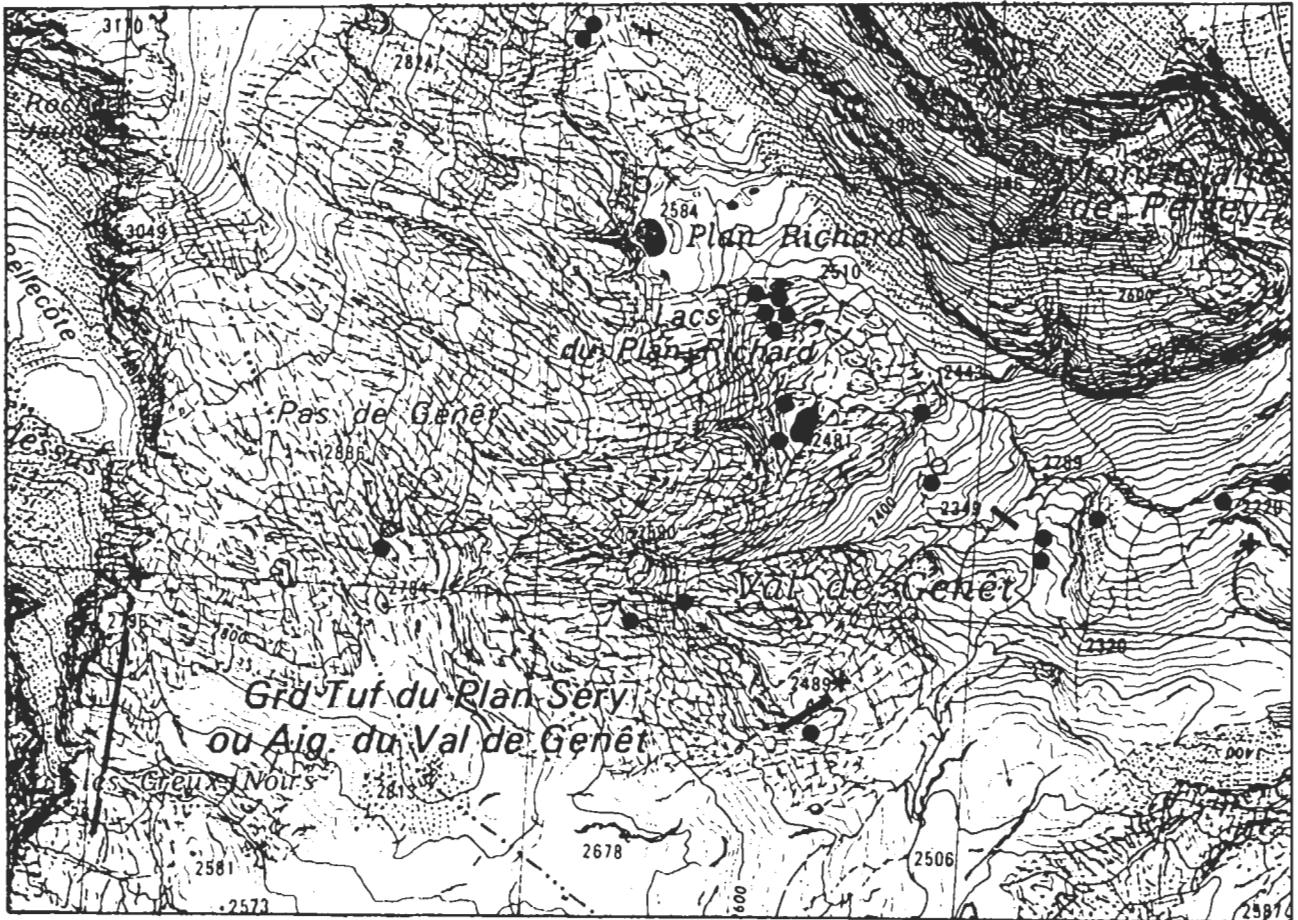


Fig. 9 - Secteur de Plan Richard. Topographie. Extrait de la feuille I.G.N. Moutiers N° 4 SUD à 1/10 000. Quadrillage kilométrique Lambert II. Localisation des échantillons, des coupes, des paysages et des affleurements évoqués (II.1, et fig. 10 à 24).

CHAPITRE II - PRINCIPAUX SECTEURS D'ÉTUDE DE LA SÉRIE ANTÉPERMIENNE

II.1. PLAN RICHARD	
II.1.1. Présentation du secteur.....	31
II.1.2. Les deux types de contact entre Trias et Antépermien.....	31
II.1.2.a. Contact anormal "récent" plan.....	31
II.1.2.b. Contact stratigraphique (?), "ancien".....	33
II.1.3. Structure du substratum antépermien : la série, et sa polarité.....	35
II.1.4. Description des termes de la série de Plan Richard.....	37
ϵ : roches vertes rubanées à épidote.....	41
q_p, q_1 : roches blanches quartzzeuses feuilletées, en barres dans ϵ	43
q : cheminées de roches blanches quartzzeuses feuilletées....	46
s_v : schistes albitiques vert pâle à patine rouille clair...	47
η / s_v : filons de roches vertes à porphyroblastes feldspathiques dans s_v	49
η : roche massive vert bleuté clair à porphyroblastes noirs ou vert sombre d'actinote (gabbro).....	49
q_2 : barre supérieure de roches quartzzeuses feuilletées blanches.....	51
σ / q_2	2ème alinéa de la page 52
s_N : schistes noirs.....	52
s_G : schistes gris.....	53
σ / s_N : sill ou coulée dans les schistes noirs.....	56
η_2 : "gabbros" blancs du Val de Genêt.....	57
η, η_2, q_2 : discussion de leur position litho-stratigraphique.....	59
- a) Arguments pour en faire des formations antérieures au dépôt des schistes noirs, p. 59 - b) Autres solutions envisageables, p. 60 - c) Synthèse, p. 60 -	
II.1.5. Conclusions à l'étude de la série de Plan Richard.....	61
II.1.5.a. Nature des assises.....	61
II.1.5.b. Coupure majeure.....	61
II.1.5.c. Caractères stratigraphiques de l'altération.....	61
II.2. POINTE DES CHARDES	
II.2.1. Présentation du secteur.....	65
II.2.2. Les couvertures permienne et triasique. Travaux antérieurs, discussion.....	65
II.2.3. Géométrie antéalpine du substratum.....	67
II.2.4. Corrélations chemostratigraphiques. Conclusions.....	71
II.3. COL DE LA CHIAUPE - FRIOLIN	
II.3.1. Présentation. Les contacts anormaux majeurs.....	75
II.3.2. Série de la Roche de Mio. Le problème de sa limite orientale..	75
II.3.3. La série du flanc inverse.....	77
II.3.4. Le flanc normal. Problèmes liés à sa délimitation.....	81
II.3.5. Description des "arkoses" du Becqui Rouge et du Glacier de la Chiaupe. Interprétations de leur position.....	84
A : roches grises massives à grain fin en bancs métriques, à passées prasinitiques vert sombre décimétriques, et intercalations schisteuses décimétriques rubanées noir et vert pâle. s : schistes noirs luisants, à passées prasinitiques métriques (σ) et bandes métriques vert pâle cinéritiques.....	84
II.3.6. Conclusions à l'étude du secteur.....	86
II.4. CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	90

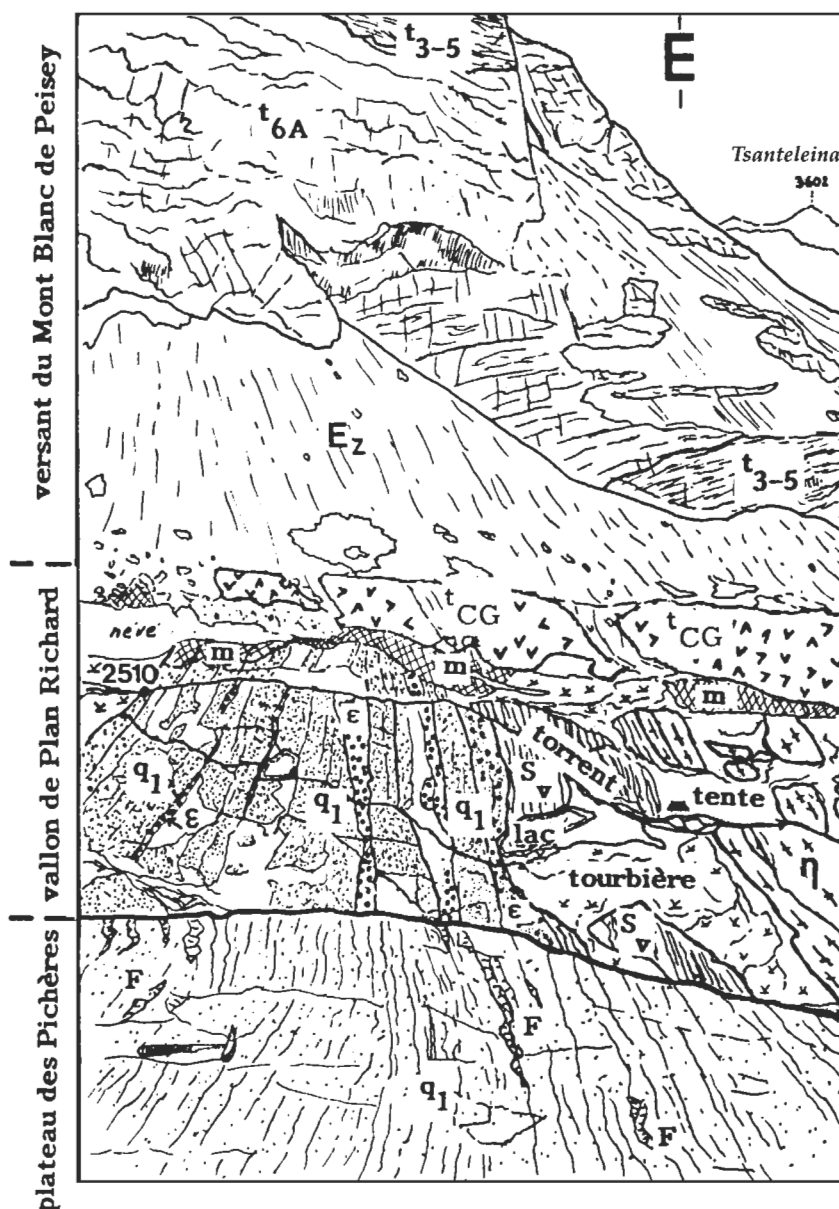


Fig. 10 - Vue sur Plan Richard (loc. fig. 9). Contact du substratum antépermien et du Trias décollé.

q₁ : roches claires quartzieuses feuilletées ; **ε** : roches vertes rubanées ; **sv** : schistes vert pâle ; **η** : gabbros ; **m** : brèche tectonique ; **t_{CG}** : cargneules ; **t₃₋₅** : dolomies noires ; **t_{6A}** : calcaires gris ; **Ez** : éboulis vif.

Les assises antépermiennes (**q₁**, **ε**, **sv** et **η**) disparaissent sous la brèche tectonique (**m**) surmontée par les terrains triasiques (**t_{CG}**, **t₃₋₅** et **t_{6A}**).

Ce panorama montre une disharmonie totale entre substratum antépermien et couverture triasique :

- les assises antépermiennes sont ici verticales ainsi que le montre au premier plan le litage vertical souligné par les filons de quartz (**F**).
- le Trias est ployé en un synclinal couché vers l'Est dont l'axe NNW-SSE passe sous le symbole **Ez**. Le flanc inverse de ce synclinal est mis en évidence par la présence de **t₃₋₅** sur **t_{6A}** en haut du dessin.

CHAPITRE II - PRINCIPAUX SECTEURS D'ÉTUDE DE LA SÉRIE ANTÉPERMIENNE

II.1. PLAN RICHARD.

II.1.1. Présentation du secteur.

Au Sud-Est du massif de Bellecôte, entre 2 000 m et 3 000 m, les pentes sont modérées, aisées à parcourir. Les formations quaternaires sont peu développées. Aussi j'ai pu cartographier de manière plus précise et continue qu'ailleurs les formations antépermiennes et leurs contacts avec le Trias carbonaté. Simultanément, celui-ci a été étudié par Broudoux (1985), et c'est de sa carte que sont tirés les contours séparant les divers étages du Trias (Anisien, Ladinien, et Carnien).

La planche hors-texte 2 est le résultat cartographique de nos travaux conjoints. La topographie du secteur est donnée en figure 9, où j'ai ajouté les localisations des coupes de terrain, des vingt échantillons analysés géochimiquement, et des panoramas photographiques dessinés, qui font l'objet de figures et tableaux dans ce chapitre (II.1).

On peut noter sur ces cartes la qualité (continuité, accessibilité) des affleurements de terrains antépermiens à Plan Richard, dans le Val de Genêt, et autour du Pas de Genêt. Les masses carbonatées triasiques bordent la carte à l'Est (Mont-Blanc de Peisey, qui est la partie sud du chaînon de l'Aliet) et au Sud (versant septentrional du massif de la Vallaisonnay). Avant d'exposer les détails de la lithostratigraphie du substratum, je dois évoquer ses contacts avec le Trias, les grands traits de sa structure, et les faits qui permettent d'en dresser une colonne lithostratigraphique.

II.1.2. Les deux types de contact entre Trias et Antépermien.

a. contact anormal "récent" plan.

A l'Est de Plan Richard, au Sud du Val de Genêt, les assises antépermiennes se fondent vers le haut dans une couche décamétrique à peu près plane de roches broyées (m : pl. h.t. 2, fig. 10, fig. 11), surmontées de cargneules (t_{CG}). Les plis de la masse triasique surincombante sont eux-mêmes tranchés à la base. Dans le détail, la notation "m" inclut toutes les transitions entre, de bas en haut :

- un substratum à peine rougi, peu bréchifié, à faciès encore reconnaissables, mais lardés de fissures planes à enduit rouge sombre, luisant ;
- une brèche franche bleuâtre à noire, se débitant souvent en "poissons" ;
- une brèche "cargneulisée", se distinguant de la précédente par des fentes à remplissage carbonaté roux et pulvérulent.

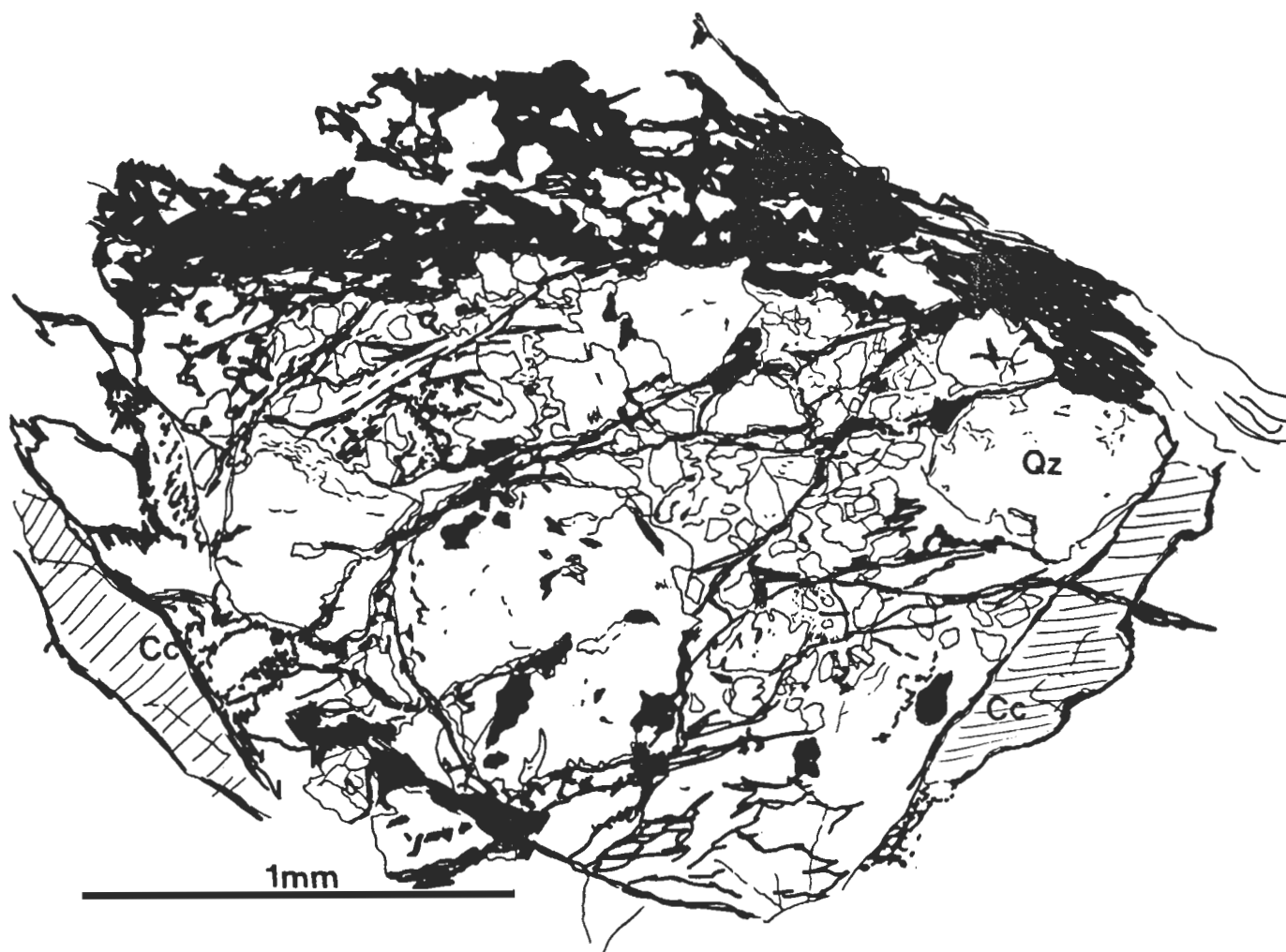


Fig. 11 - Brèche tectonique à la base de l'Aliet- Mont-Blanc de Peisey (faciès m).
Dessin de lame mince (échantillon G83 090 ; X = 950,75 ; Y = 2 065,22 ; Z = 2 910 m. Col de l'Aliet, soit le point coté 2910 en fig. 53).

Cette roche sombre, se débitant selon des fissures planes orangées à rouge sombre, a toujours cette texture en "vieux carrelage écaillé". Les éclats très divisés de quartz (Qz) sont pris dans un lavis de fissures à oxydes de fer (en noir), où ont également cristallisé des carbonates roux (Cc).

Ici, le matériel originel était probablement une roche verte (ϵ , assise visible à proximité dans le substratum) dont tous les minéraux autres que le quartz paraissent avoir été dissous. Souvent plus tardifs que les oxydes de fer car occupant le cœur des filons, les carbonates pourraient provenir en partie des cargneules susjacentes.

Cette brèche résulterait d'un broyage tardif, en conditions superficielles ; elle n'a pas subi les phases métamorphiques synschisteuses alpines.

L'épaisseur de l'ensemble ne dépasse pas 50 m, et m'a paru plus réduite à l'aplomb des faciès quartzeux (q_p , q_1 , q_2) qu'au-dessus des diverses roches vertes (ϵ , η , sv). Les échantillons de brèche franche prélevés dans le prolongement cartographique de tous ces faciès ont en tout cas la même texture (fig. 11) : apparemment, les minéraux ferromagnésiens (chlorite, épidote, amphibole) ont subi une altération (synchrone du broyage ?) qui n'a laissé subsister qu'un résidu quartzeux, des opaques (oxydes de fer surtout), et des carbonates. D'autre part les fissures sont planes, à aspect "frais", et aucun pli, aucune schistosité ne les affectent.

J'en conclus que ce broyage s'est produit sous une faible charge lithostatique, et tardivement : il n'a pu avoir lieu qu'après les phases synschisteuses et synmétamorphiques dites 1 et 2 (tab.1). Des circulations d'eaux sulfatées, liées au rôle de lubrifiant tectonique des cargneules (Masson, 1972), pourraient avoir favorisé la décomposition chimique du substratum, et sa bréchification locale. D'autres résultats, concernant la géométrie de cette surface de charriage et la signification des cargneules, sont donnés (cf. chap. IV). Ils permettent de mieux assurer que ce charriage est récent, et aussi d'individualiser des secteurs où le Trias peut être autochtone.

b. contact stratigraphique (?), "ancien".

Entre les Creux Noirs et le Pas de Genêt, comme près du point coté 2 220 ($X = 951,8$; $Y = 2\ 063$), le Trias carbonaté et son substratum sont impliqués ensemble dans les mêmes plis isoclinaux aigus (fig. 12), d'axes $N60^\circ E$ à $N110^\circ E$. De plus le Trias présente une succession mince (moins de 10 m souvent) mais constante d'un affleurement à l'autre. Au-dessus du contact, on trouve :

- t_D : 10 cm à 1 m de dolomie rousse compacte. En lames minces, elle se révèle souvent riche en quartz ;
- t_C : 5 m environ de calcaire gris, à feuilletage ou litage centimétrique parallèle au contact, avec de fines passées phylliteuses rousses ou vert pâle ;
- t_B : quelques mètres (à plus de 100 m au Sud des Creux Noirs ?) de brèches synsédimentaires à ciment dolomitique jaune clair ou blanc, à éléments lités centimétriques parallélipédiques de calcaire gris ou noir.

Pour moi, suivant en cela Raoult (1980a,b) et comme nous l'avons répété récemment (Guillot et Raoult, 1984), il y a là des arguments pour dire que le Trias carbonaté est en contact stratigraphique sur son substratum.

D'après Broudoux (1985, et comm. orale) ces faciès pourraient être attribués à l'Anisien ou au Ladinien (même si aucun fossile n'y a été trouvé). Il y aurait donc une lacune totale du Permien et du Werfénien, ailleurs épais de plus de 500 m, voire 1 500 m (exemples en fig. 8). Le Trias carbonaté serait ainsi discordant sur les séries antépermienues.

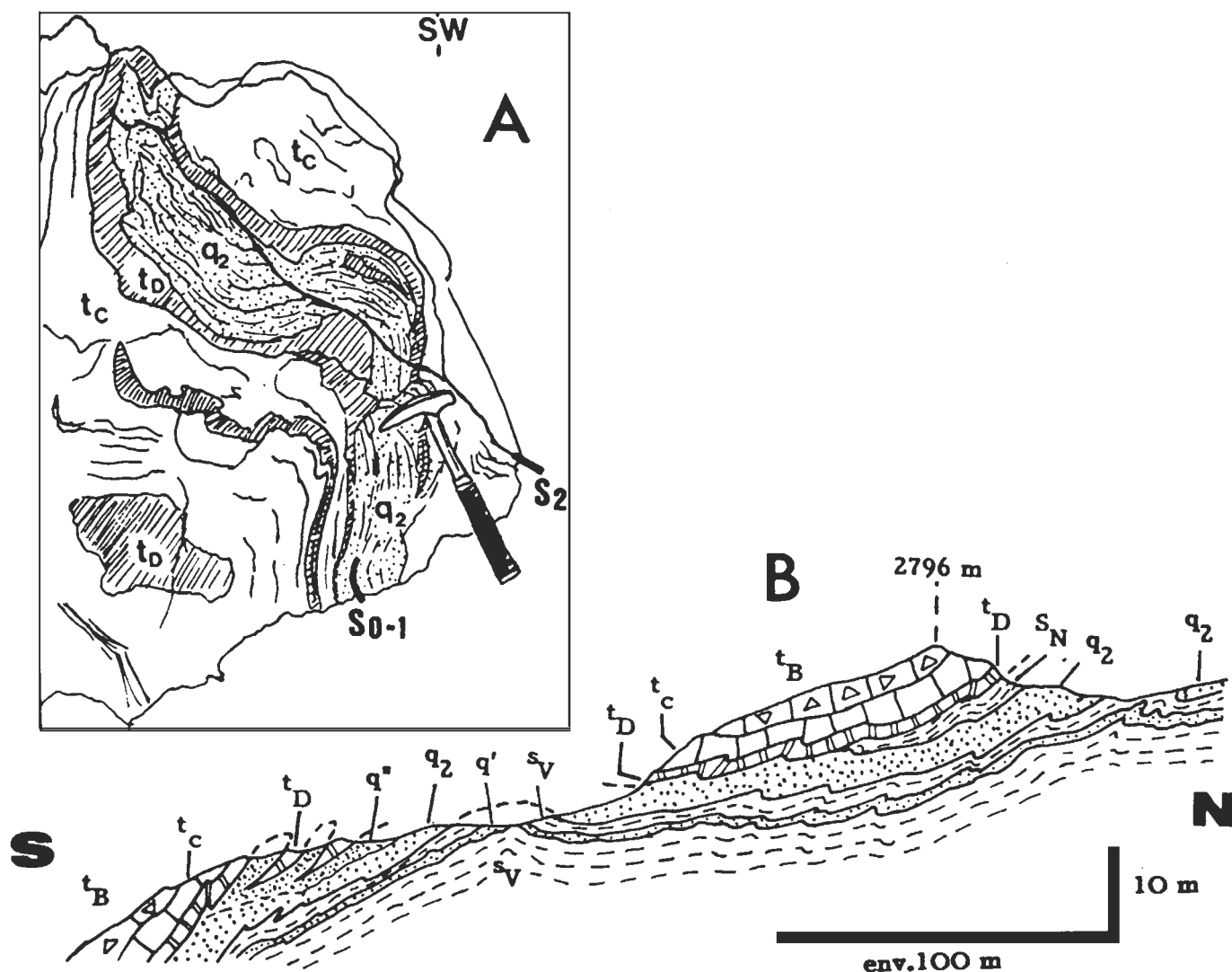


Fig. 12 - Contacts d'allure stratigraphique entre le substratum antépermien (s_V , q_2 , s_N) et le Trias carbonaté (t_D , t_C , t_B).

A : localisé en figure 9 ($X = 951,7$; $Y = 2\,063$; $Z = 2\,310$ m) cet affleurement montre un pli anticlinal très aigu de style isoclinal à cœur d'Antépermien (q_2 : roche quartzeuse blanche feuilletée), à enveloppe triasique (t_D : dolomie rousse ; t_C : calcaire gris). La schistosité de plan axial de phase 1 (S_{0-1}) est déformée par un second plissement synschisteux (de plan axial S_2 , penté NW, ici exprimé par une fracture).

B : (d'après Guillot et Raoult, 1984 ; modifié) : coupe schématisée, près des Creux Noirs (loc. fig. 9). L'échelle des hauteurs est exagérée.

Au Sud on retrouve le même type de plis qu'en A mais la série triasique est complétée au sommet par une brèche synsédimentaire à ciment dolomitique clair (t_B).

Au Nord, sous le point coté 2 796, les schistes noirs charbonneux antépermien (s_N) se terminent en biseau alors qu'au Val de Genêt, plus à l'Est, ils atteignent 200 m d'épaisseur. Je considère donc que le Trias est ici discordant sur le substratum et que la succession antépermienne est normale.

Enfin q_2 ne dépasse pas 5 à 10 m ici, alors qu'il peut totaliser 100 m d'épaisseur à Plan Richard. Un banc quartzeux q' , au sein de s_V , paraît l'annoncer. D'autre part, localement, au contact de t_D , q_2 a un grain plus fin, un feuilletage estompé, un aspect massif, et prend des teintes pâles rosées à verdâtres (q''), traits qui rappellent les quartzites sommitaux du Werfénien.

J'ai trouvé cependant en deux points (signalés en pl. h.t. 2 par une étoile) des blocs éboulés à proximité de ces contacts, à faciès permien possible : X = 951,7 ; Y = 2 063,25 ; Z = 2 250 m (échantillon n° G83 026) : un bloc décimétrique profondément altéré, d'un conglomérat à galets arrondis de 0,5 cm à 5 cm de quartz blancs ou rose vif, à ciment phylliteux et ankéritique - X = 949,8 ; Y = 2 062,3 ; Z = 2 700 m (échantillon n° G83 055 P) : un bloc décimétrique lisse et ovoïde, au sein des cargneules éboulées du Grand Tuf du Plan Séry, d'un schiste vert bouteille à toucher onctueux, sériciteux, rappelant le Permo-Trias.

D'autre part, aux Creux Noirs (X = 949,1 ; Y = 2 062,6 ; Z = 2 630 m ; et fig. 12B) sur quelques mètres d'épaisseur, le haut de l'assise q₂ (roches quartzzeuses feuilletées blanches) prend un grain fin, un débit esquilleux, une couleur vert pâle à rosé, caractères qui rappellent le faciès des quartzites versicolores sommitaux du Werfénien. En lame mince, cependant, il n'y a pas le moindre indice d'une nature gréseuse originelle : dans un pavage polygonal fin (50 µm) de quartz, on distingue quelques cristaux (150 µm) épars et anguleux d'albite, avec une fine bordure sériciteuse. Seul le feuilletage phylliteux habituel dans q₂ est estompé. Un essai d'extraction des zircons de cette roche n'a fourni que de petits cristaux arrondis ou cassés, rouges ou rosés, impossibles à classer typologiquement (au sens de Pupin, 1976). Je ne crois pas qu'il faille voir là une mylonite, mais plutôt un produit d'altération du faciès q₂ (peut-être une texture aphanatique, de type silexite, due à une émergence au cours du Permien ?).

En conclusion, il apparaît que si les massifs triasiques de l'Aliet - Mont-Blanc de Peisey et de la Vallaisonnay sont, sinon allochtones, du moins certainement en contact mécanique sur leur substratum actuel, il a subsisté sous leur masse charriée des placages triasiques déjà en place auparavant. Ces derniers ont en effet été plissés intimement avec le substratum. La fréquence de placages similaires dans Bellecôte, leur stratigraphie de détail constante d'un affleurement à l'autre, me les font considérer comme des témoins d'une authentique couverture triasique, discordante mais autochtone sur son substratum.

II.1.3. Structure du substratum antépermien : la série, et sa polarité.

La carte (pl. h.t. 2) montre que ce substratum est divisé en assises stratiformes ou lenticulaires. Elles dessinent à Plan Richard des bandes courbes à concavité au Nord, depuis le glacier des Pichères jusque sous le Mont-Blanc de Peisey. La plus méridionale de ces bandes est formée de schistes noirs plus tendres (s_N ou s_G) à veines charbonneuses (c). Elle détermine une gouttière morphologique qui va du glacier au Val de Genêt de direction NW-SE.

La disposition des assises voisines est symétrique de part et d'autre de cette gouttière (fig. 13) : une bande q₂, suivie de masses η et sy. Ceci suggère que les schistes noirs dessinent l'axe d'un pli. Si l'on s'éloigne de cette zone axiale, vers le SW (Pas de Genêt, puis Creux Noirs) on retrouve, au-dessus de sy et η, le terme q₂ surmonté des schistes noirs (s_N). Tous deux sont couverts en discordance par la couverture triasique (t_D, t_C, t_B ; fig. 12B et II.1.2.b).

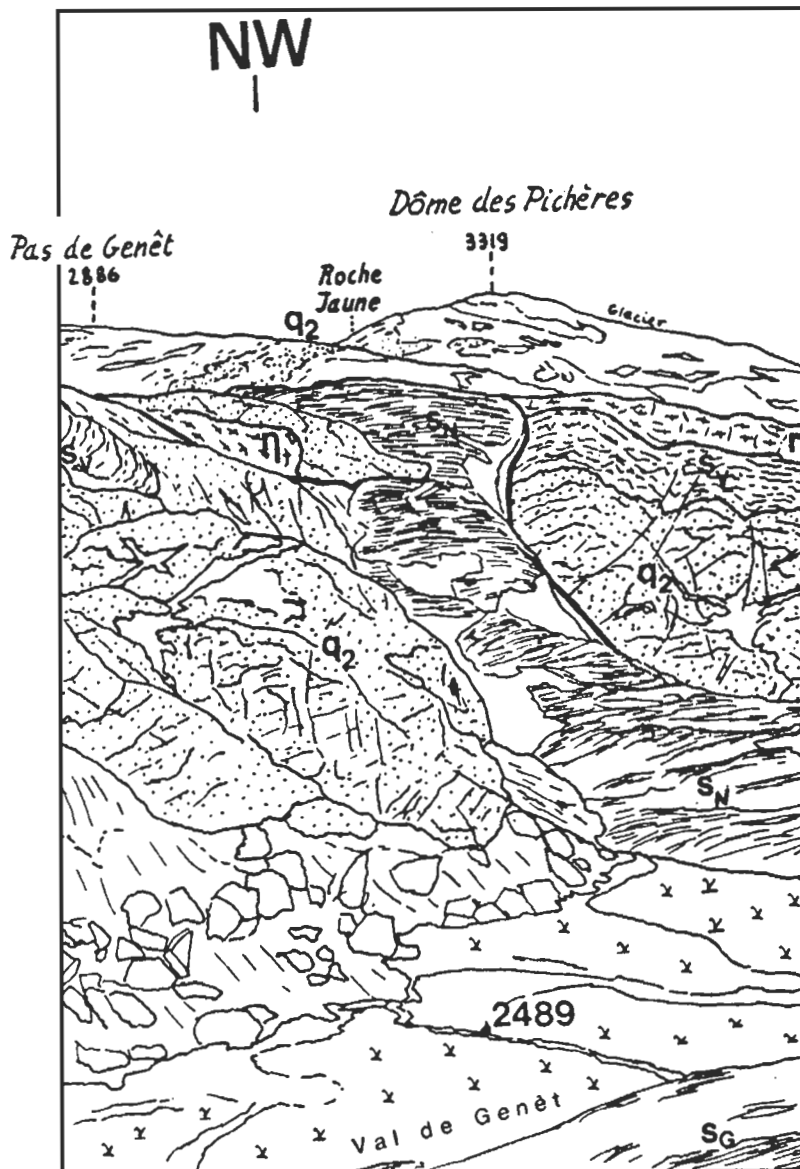


Fig. 13 - Le synclinal du Val de Genêt (loc.fig. 9).

Des schistes noirs (s_N) occupent le bombement central, avec à droite et à gauche des successions symétriques (q_2 : roches blanches quartzeuses feuilletées; s_V : schistes verts albitiques; η : "gabbros" massifs). Cette structure se suit depuis Roche Jaune (au fond), et le Pas de Genêt, où elle a une allure de pli isoclinal à vergence Nord (voir pl. h.t. 2) jusqu' au Val de Genêt. On peut donc la considérer comme créée par la phase 1. On voit ici le litage tectonique correspondant, faiblement penté Sud, seulement dans la barre q_2 de gauche. A droite, ce même litage a été redressé par la phase 2, qui a aussi engendré une faille au contact des schistes noirs, subparallèle à l'axe de la structure.

La polarité exacte de cette structure (synclinale plutôt qu'anticlinale, selon moi) n'a pu être déterminée ici, en l'absence de charnière visible. Elle est déduite de la position haute des schistes noirs dans la série : dans Bellecôte, ce sont généralement eux, ou des assises similaires, qui sont au contact de la couverture permienne ou triasique.

Au premier plan une tourbière est installée dans la gouttière déterminée par les schistes noirs, entre s_G (schistes gris albitiques, moins fissiles) et q_2 .

Si cette discordance est bien stratigraphique et non d'origine tectonique, il découle de cette disposition que **les schistes noirs (s_N) sont stratigraphiquement au-dessus de q_2** . Le pli évoqué ci-dessus serait donc un synclinal à cœur de schistes noirs.

Ces hypothèses utilisées pour déduire cette polarité sont en fait discutables.

Même si ce contact est ancien vis-à-vis de la phase alpine 1, puisque affecté par les plis isoclinaux de cette phase (fig. 12B et tabl. 1), on ne peut nier la possibilité de phases alpines antérieures. Ainsi, plusieurs travaux récents (Détraz, 1984 ; Jaillard, 1984 ; Broudoux, 1985) ont proposé l'existence d'une phase alpine "zéro" de "charriages généralisés".

Même si ce contact est stratigraphique, la possibilité d'une série antépermienne retournée localement avant le dépôt du Trias n'est pas à écarter : Détraz (1984) et Peruccio-Parison (1984) ont proposé l'éventualité de charriages entre le Stéphanien inférieur et le Permo-Trias.

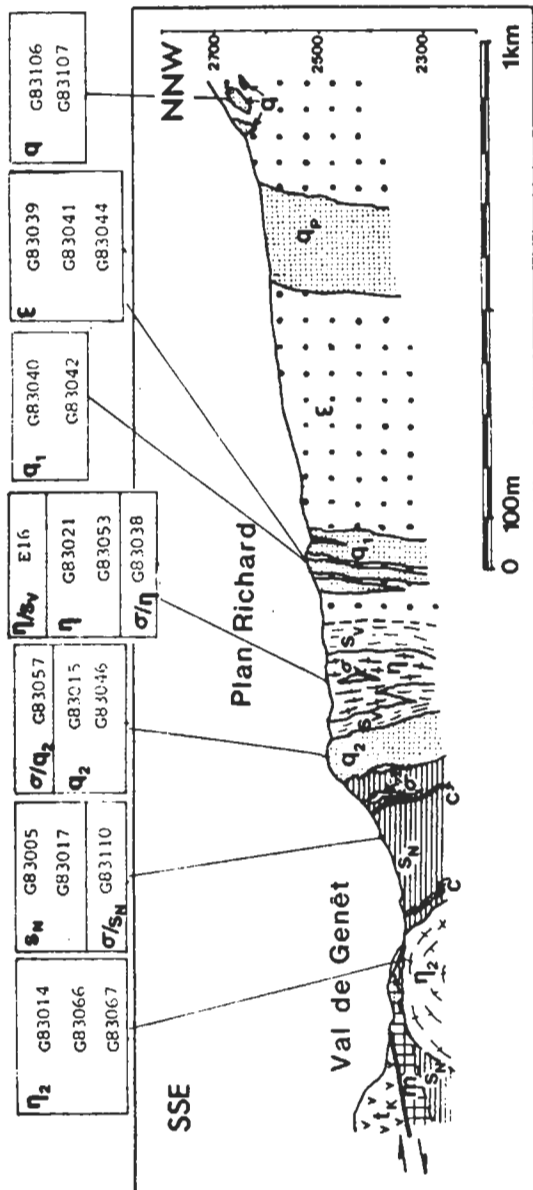
Mais je dois préciser qu'ailleurs dans Bellecôte (cf. II.2, II.3, pl. h.t. 1 ; et aussi Guillot et Raoult, 1984, coupe A) les schistes noirs, quand ils sont représentés, séparent toujours la couverture permotriasique du reste de l'Antépermien. La polarité que je propose ici pour la série antépermienne (schistes noirs en position haute) reste donc la plus probable. La figure 12B montre un des rares sites où serait observable une discordance angulaire de la couverture, discordance ailleurs déduite d'arguments indirects (arrêt des sills avant le Permien, par exemple), ou considérée comme "discordance de mapping" (Ellenberger, 1958, p. 107).

Ainsi je peux avancer les points fondamentaux suivants : le substratum antépermien, à Plan Richard, montre une succession d'apparence lithostratigraphique. Sa base visible est constituée de roches vertes (ε , s_V , η) intercalées (q_1 , q_P , q) puis couronnées (q_2) d'assises blanches quartzeuses. Au-dessus viennent des schistes noirs ou gris (s_N , s_G), à passées charbonneuses (c). L'épaisseur de la série avoisinerait 1,5 km (valeur estimée d'après la carte, à Plan Richard, où toutes les assises sont verticales, sans tenir compte d'éventuels replis).

J'ai schématisé cette série en figure 14B, en y joignant les 20 analyses géochimiques disponibles : la description des assises et les résultats géochimiques seront exposés conjointement, car ces deux types de données s'éclairent mutuellement. Un résumé succinct des principales observations est joint à la figure 14A, sous la coupe de référence passant par Plan Richard. C'est la seule coupe, dans le massif de Bellecôte, où j'ai trouvé cette succession d'un seul tenant.

II.1.4. Description des termes de la série de Plan Richard.

Je décris les termes distingués dans la coupe (fig. 14A) du Nord au Sud, ordre présumé de l'empilement lithostratigraphique (cf. II.1.3.). Les buts de cet exposé peuvent se résumer dans ces interrogations de principe :



NOM	FACIES ET MINERALOGIE	A	B	ORIGINE PROBABLE, REMARQUES
η ₂	roche blanche massive à grain fin parfois à texture porphyrique Ep+Chl+Sph+Ac, filons de Cc	96 82	2	Position stratigraphique mal élucidée: dans ou sous S _N ? Pourrait représenter η après altération météorique. Signalé ailleurs entre η et S _N
S _N (+S _G)	schistes noirs à passées charbonneuses (parfois gris) Qz+Ab+Sé+Chl+MO+Py	74	4	Matériel sédimenté, mais d'origine volcanique. Riche en soude. Albites détritiques préservées?
σ/S _N	roche grise (1 m) à Mi+Ab+Chl+Qz+Cc+Py	68	3	Sill ou roche volcanique, altérée par carbonatation.
σ/q ₂	roche vert sombre à Chl+Ab+Cc (2 m)	96	3	Egalement présente au sein de q ₂ . Carbonatation.
q ₂	roche claire quartzreuse feuilletée Qz+Sé	30 32	32	Rhyolite très siliceuse (SiO ₂ > 90%). Altérée après consolidation? Stratiforme mais d'épaisseur très variable; parfois absente.
S _V	schistes vert pâle à Ab+Chl+Qz	non analysé		Probables cinérites analogues à S _G . Contiennent éta.
η/σ _V	roche vert sombre à Pl. saussuritisés	79	3	Variante locale de η'. Sill de faible profondeur?
η	roche massive vert-bleu pâle à texture porphyrique, avec phénoblastes d'Ac +Sph+Chl+Ab+Ox+Cc+Qz+Gl, filons de Cc	90	3	Complexe magmatique franc, stratofide. Nom de terrain: gabbro. Dolérite hypovolcanique? Processus cumulatifs?
σ/η	passées vert sombre à Chl+Ac+Ep	97	3	Filon ou enclave plus riche en fer.
ε	roches vertes rubanées à ocellles d'Ep Ab+Ep+Chl+Qz+Ac+Py+Gl+Ox	98	3	Composition épititique anté-alpine. Laves et cinérites. Altération sous-marine?
q ₁	roches claires feuilletées à Qz+Ab +Chl+Gl+Py	76	18	Composition de quartz-kératophyres. En bancs dans les ovardites.
q _p	Id. mais patine rouille (riche en Py)	non analysé		Plusieurs passées, d'épaisseur très variable latéralement.
q	roche feuilletée blanche à Qz+Ab+Sé en cheminée dans les ovardites	45	7	Norme et texture de rhyolite siliceuse. Peu altérée? A pu alimenter les coulées q _p , q ₁ , ou q ₂ .

MINERAUX: Ab: albite - Ac: actinote - Cc: calcite - Chl: chlorite
- Ep: épidote s.l. - Gl: amphibole bleue - Mi: mica blanc
- MO: matière organique - Ox: oxydes - Pl: ex-plagioclase
- Py: pyrite - Qz: quartz - Sé: séricite - Sph: sphène (leucoxène).

Fig. 14A - Description de la succession lithologique antépermienne à Plan Richard.

en haut: liste des échantillons analysés (E 16: Ellenberger, 1958; G83 xxx: analyses C.R.P.G. à Nancy). Voir les résultats d'analyses en fig. 14B.

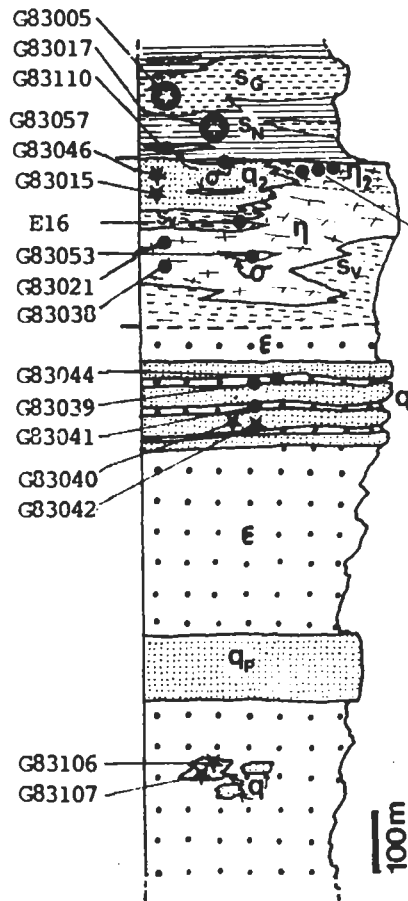
Coupe: déduite de la carte (pl. h.t. 2), elle montre à gauche la couverture décollée triasique (t_K: carneules), et le niveau basal de brèches tectoniques (m) créées par ce charriage tardif. La série antépermienne montre ses termes du plus récent (S_N, à gauche) au plus ancien (ε, à droite). η₂, isolé au sein de S_N, pourrait être un équivalent latéral de η (faciès altéré avant le dépôt de S_N?), hypothèse reprise dans la colonne (fig. 14B).

Tableau: le paramètre A (pourcentage de Na dans le total Na + K) traduit la prédominance du sodium sur le potassium dans la majorité des roches analysées; le paramètre B est le rapport SiO₂ / Al₂O₃ et permet d'apprécier l'acidité des roches (croissante avec lui).

● η	● σ/η	● η/s_v
G83021	G83051	G83038
52,64	47,45	48,86
17,40	14,35	15,05
8,10	11,57	11,32
0,13	0,20	0,19
4,28	6,58	6,01
8,35	7,52	8,86
3,66	3,71	4,67
1,12	0,19	0,23
1,27	1,78	1,64
0,04	0,06	0,16
2,31	6,22	2,29
99,30	99,63	99,28
370	42	31
43	79	41
58	365	124
<10	40	10
18	49	36
286	201	330
214	297	267
72	<10	<10

* q_1	● ϵ
G83040	G83042
91,18	86,44
4,08	5,60
0,48	1,15
0,02	0,03
0,42	0,75
1,17	1,38
0,80	0,97
0,15	0,27
0,79	2,00
99,09	99,68
141	216
>150*	135*
24	45
<10	<10
27	30
<10	26
27	28
28	51

* q	FACIÉS/ENCAISSANT
G83106	G83107
80,56	77,70
11,63	11,72
1,20	1,21
0,02	0,02
0,11	0,09
2,18	1,99
3,00	4,99
0,11	0,09
1,44	1,17
100,14	98,98
556	558
110*	49*
<10	<10
<10	<10
12	<10
<10	11
<10	<10
91	146



LITHOLOGIES

- schistes noirs
- ★ "quartzites"
- roches vertes et/ou basiques

● S_G	S_N	● σ/S_N
G83005	G83017	G83110
57,74	67,30	43,94
17,16	14,33	14,45
7,42	4,45	9,40
0,11	0,09	0,17
3,51	1,65	7,73
1,76	1,97	9,33
3,27	4,48	1,06
2,67	1,34	1,24
0,81	0,68	1,12
0,09	0,03	
4,52	2,20	11,79
99,06	98,52	100,23
595	397	251
46	64	86
89	79	158
31	<10	21
56	18	76
110	233	203
137	119	215
91	39	11

η_2		
G83014	G83066	G83067
42,22	46,45	47,45
22,84	19,36	24,99
5,84	8,07	3,30
0,11	0,14	0,08
8,24	8,29	2,96
12,83	9,59	11,81
2,16	2,81	3,66
0,13	0,28	1,18
0,28	0,42	0,53
0,04	0,08	0,06
4,38	3,71	4,28
99,07	100,00	100,30
53	71	235
78	104	<10
637	75	56
<10	22	13
138	130	27
277	245	351
151	123	182
36	27	61

* q_2	● σ/q_2	
G83015	G83046	G83057
93,90	93,08	45,40
2,74	3,18	15,72
0,46	0,39	11,26
0,03	0,02	0,19
0,03	0,03	7,34
		8,64
0,50	0,07	2,50
0,73	1,15	0,15
0,11	0,15	1,41
		0,10
0,50	0,82	7,78
99,00	98,89	100,49
166	137	30
>150*	>150*	116
37	18	209
<10	<10	41
18	32	99
59	<10	315
150	<10	234
49	17	<10

Fig. 14B - Colonne lithostratigraphique du substratum anté-permien à Plan Richard, avec localisation et résultats des 20 analyses disponibles (dont E 16, tirée de Ellenberger, 1958).

Noter le changement de position de η_2 , par rapport à la coupe (fig. 14A). Je considère que les compositions "aberrantes" de σ/s_N , q_2 et η_2 , sont dues à un changement du milieu de dépôt et que la coupure matérialisée par le passage aux schistes noirs a valeur d'isochrone.

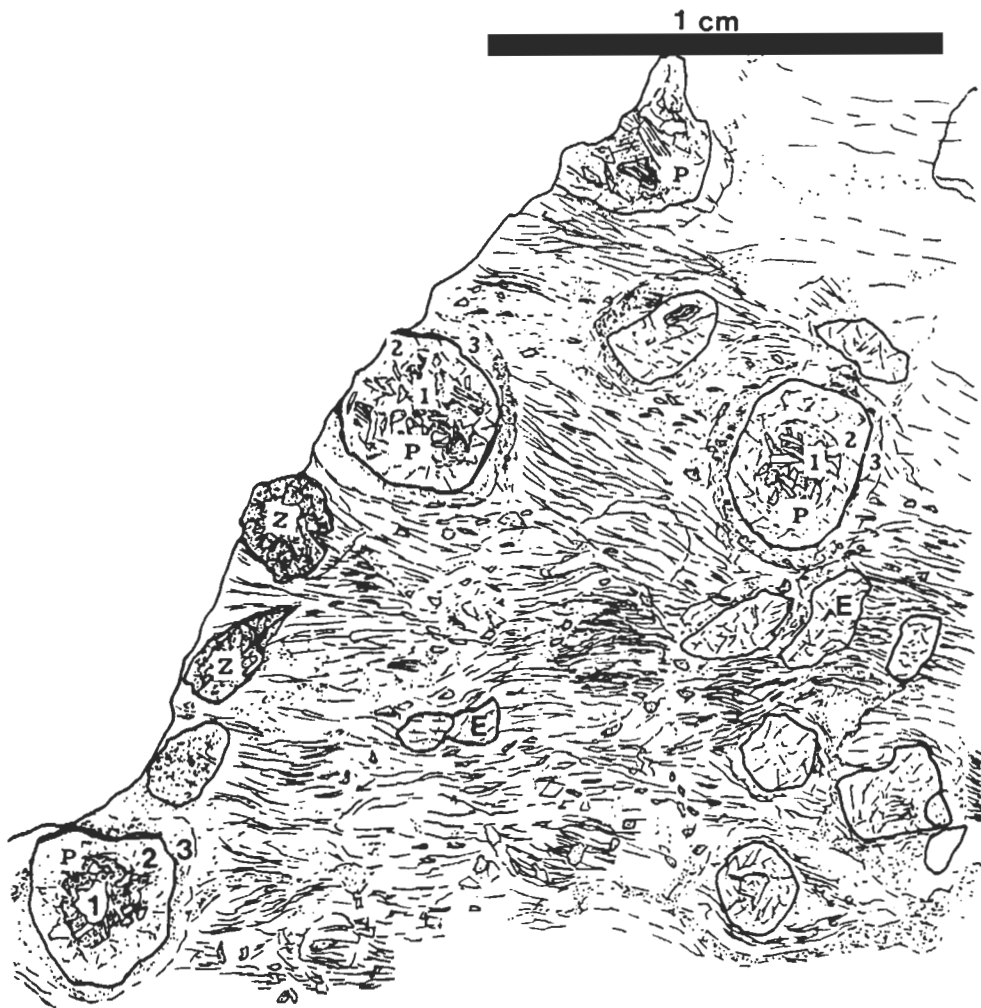


Fig. 15 - Boules d'épidote dans ϵ . (Echantillon G83 044 ; loc. fig. 9, analyse en fig. 14). Dessin de lame mince d'après photographie.

Le fond est fait d'une chlorite très pâle, à teintes de biréfringence anormales, avec de petites épidotes xénomorphes, des aiguilles d'actinote, et quelques albites en échiquier (non figurées). On peut distinguer 3 types d'amas :

- Z : épidote fortement absorbante, beige-brun sombre, à biréfringence faible (zoïzite et clinozoïzite) ;
- P : amas zoné à contours sub-polygonal avec (1) cœur où la pistachite domine, en cristaux allongés automorphes, puis (2) couronne à grain plus fin, à biréfringence faible, avec des actinotes aciculaires et (3) : auréole de chlorite riche en zoïzite et à traces de leucoxène ;
- E : ocelles cataclasées claires, à zoïzite et clinozoïzite.

Noter que la foliation visible contourne ces boules et leur serait donc postérieure. Cette texture peut évoquer d'anciens grenats calciques, d'anciens pyroxènes riches en calcium, ou d'ex-vacuoles d'un basalte spilitisé.

- quelle est la nature des contacts (lithostratigraphique ou tectonique) ? En particulier, la limite avec les schistes noirs est-elle une coupure originelle, qui pourrait servir de repère dans l'analyse structurale ?
- quelles étaient la nature initiale, et le mode de mise en place des assises (parts respectives du sédimentaire, du volcanique, du magmatique, et influence du métamorphisme) ?
- quel est l'âge de ces formations (carbonifère, ou plus ancien), et quelle est l'importance de leur structuration antépermienne ?

Les épaisseurs ne sont données qu'à titre indicatif. Les inévitables répétitions ou amincissements dûs à la tectonique alpine ont ajouté leurs effets à de probables variations d'épaisseur préexistantes (qu'on peut déjà soupçonner pour l'assise q₂ en comparant ses épaisseurs en fig. 12B et en fig. 14A).

La discussion des données géochimiques restera ici sommaire, centrée sur les aspects particuliers de certains faciès ou de certains échantillons. Je reviendrai ensuite sur les principaux enseignements à en tirer au point de vue stratigraphique (II.1.5), mais n'aborderai les problèmes d'interprétation des lignées magmatiques qu'au chapitre III.

ε : roches vertes rubanées à épidote (épaisseur : 1 km ou plus). La monotonie de cette succession de roches litées mais massives, vertes et sombres, est interrompue par quelques passées claires quartzeuses d'épaisseur hectométrique (q, q₁), parfois riches en pyrite (qp). Les différences de faciès et de composition entre ces diverses passées quartzeuses m'ont paru suffisantes pour rejeter l'éventualité d'une répétition tectonique. Au Nord, la base visible de cette assise ε est selon moi une troncature tectonique d'âge alpin (attribuée pro parte à la phase 1 ; zone α, fig. 8). Au Sud, j'ai choisi une limite cartographique arbitraire peu après les dernières passées quartzeuses (q₁), mais le passage aux termes sus-jacents (s_v, η) est progressif, avec récurrences de faciès.

Le faciès principal en volume de ces assises est une roche verte où l'épidote abonde sous forme d'yeux millimétriques à centimétriques de pistachite (fig. 15), le litage étant matérialisé par des laminations millimétriques de chlorite, épidote, albite, ou quartz. Selon la prédominance d'un de ces quatre minéraux (cardinaux du faciès des schistes verts), ceci donne des bandes centimétriques à décimétriques vert sombre, vert pistache, vert pâle, ou blanches. La pyrite, souvent visible à l'œil nu, peut par son abondance déterminer des passées décamétriques stratiformes, noires et à patine rouille, plus fissiles, lardées de filonnets de quartz (ε_p, fig. 18).

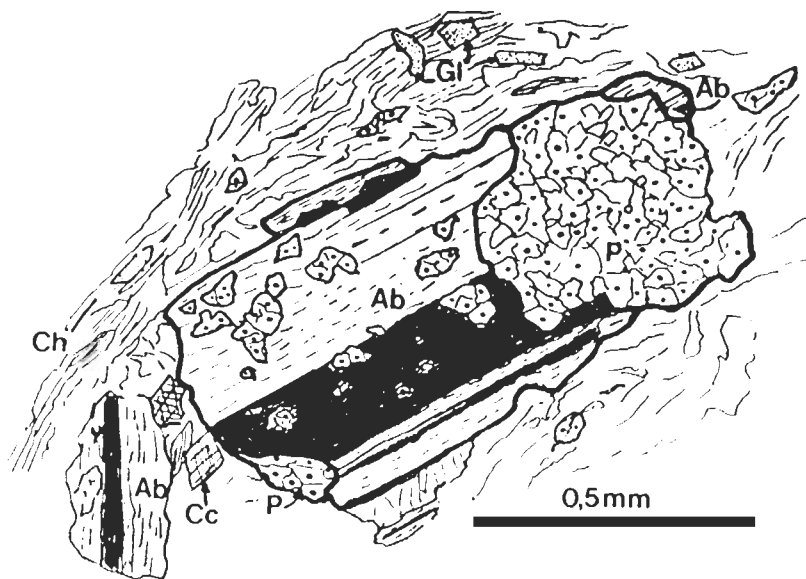


Fig. 16 - Albite dans les roches vertes rubanées (ϵ) de Plan Richard. Dessin d'après photographie de lame mince (échantillon G83 085 ; X = 950,1 ; Y = 2 064 ; Z = 2 600 m).

L'échantillon provient d'une bande décimétrique claire, où les cristaux d'albite visibles à l'œil nu paraissent contournés, moulés par la foliation S_{0-1} . Ces albites (Ab) pourraient, avec l'épidote associée (P : pistachite), provenir de la déstabilisation de plagioclases, dont ils réaliseraient une pseudomorphose grossière.

Le fond de chlorite (Ch) contient aussi de la calcite (Cc) et quelques esquilles d'amphibole bleue (Gl) ici exceptionnellement abondante, mais qui est fréquente dans les faciès à composition riche en soude, acides ou basiques (ϵ , q_1 , et certains "gabbros" η).

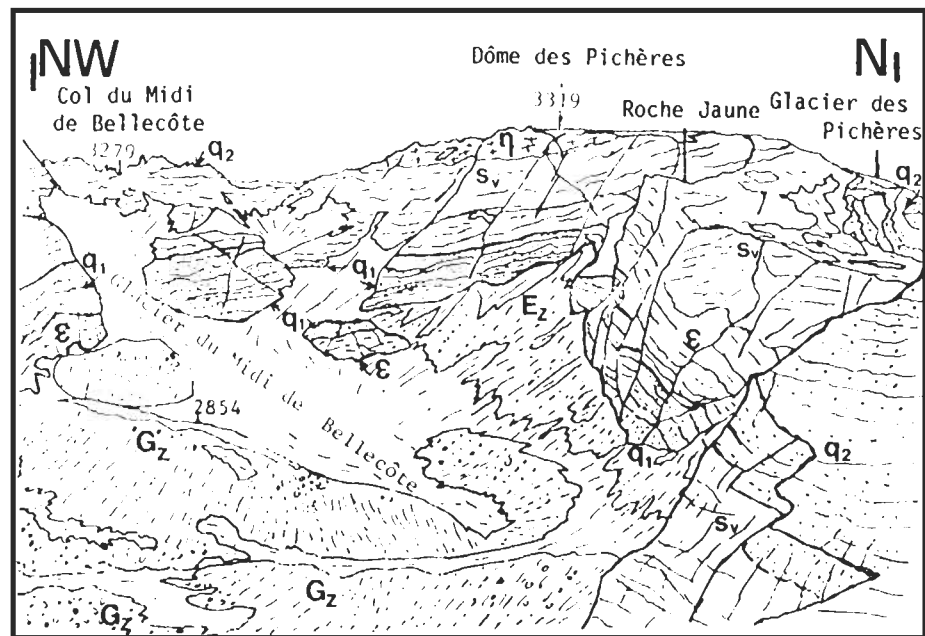


Fig. 17 - Prolongement occidental de la série de Plan Richard (loc. fig. 9 ; voir aussi pl. h.t.1).

Le cirque du Glacier du Midi de Bellecôte est dominé par les arêtes sommitales de Bellecôte fermant l'horizon, peu accessibles. La vue est prise au bord ouest du plateau (premier plan, à droite) du Pas de Genêt, qui domine également ce cirque de plus de 400 m.

Quaternaire : E_z : éboulis vifs - G_z : moraines actuelles ou récentes (datant du dernier maximum glaciaire, vers 1750, pour le vallum le plus proche ?).

Falaises, de bas en haut : ϵ : roches vertes rubanées - q_1 : faisceau de passées quartzeuses - sv : schistes verts - η : gabbros (touchés au sommet du Dôme des Pichères) - q_2 : barre quartzeuse supérieure.

Ces niveaux dessinent un anticlinal légèrement déversé à l'Est, faillé, dont le plan axial semble situé entre le Dôme des Pichères et Roche Jaune. Il pourrait dater de la phase 2. Au fond à droite, les replis de la barre q_2 représentent la terminaison "rétrodéversée" à l'Est du synclinal du Val de Genêt (voir fig. 13, et pl. h.t. 2).

Au microscope, certaines passées grises à grain fin se révèlent riches en petits octaèdres de magnétite. L'amphibole est fréquente, mais toujours peu abondante, sous forme de petites actinotes vert pâle ou bleu vert, parfois d'amphiboles bleues (fig. 16) en voie de chloritisation complète. Le sphène est toujours présent mais difficile à distinguer, du fait de la petitesse de ses grains, du fond riche en granules de zoïzite ; l'examen des lames minces au binoculaire, en éclairage oblique, révèle mieux son omniprésence. La calcite est fréquente, sous forme de plages xénoblastiques ou de filonnets tardifs. Enfin, je n'y ai jamais décelé de zircons. Une seule lame mince m'a montré quelques tourmalines vertes.

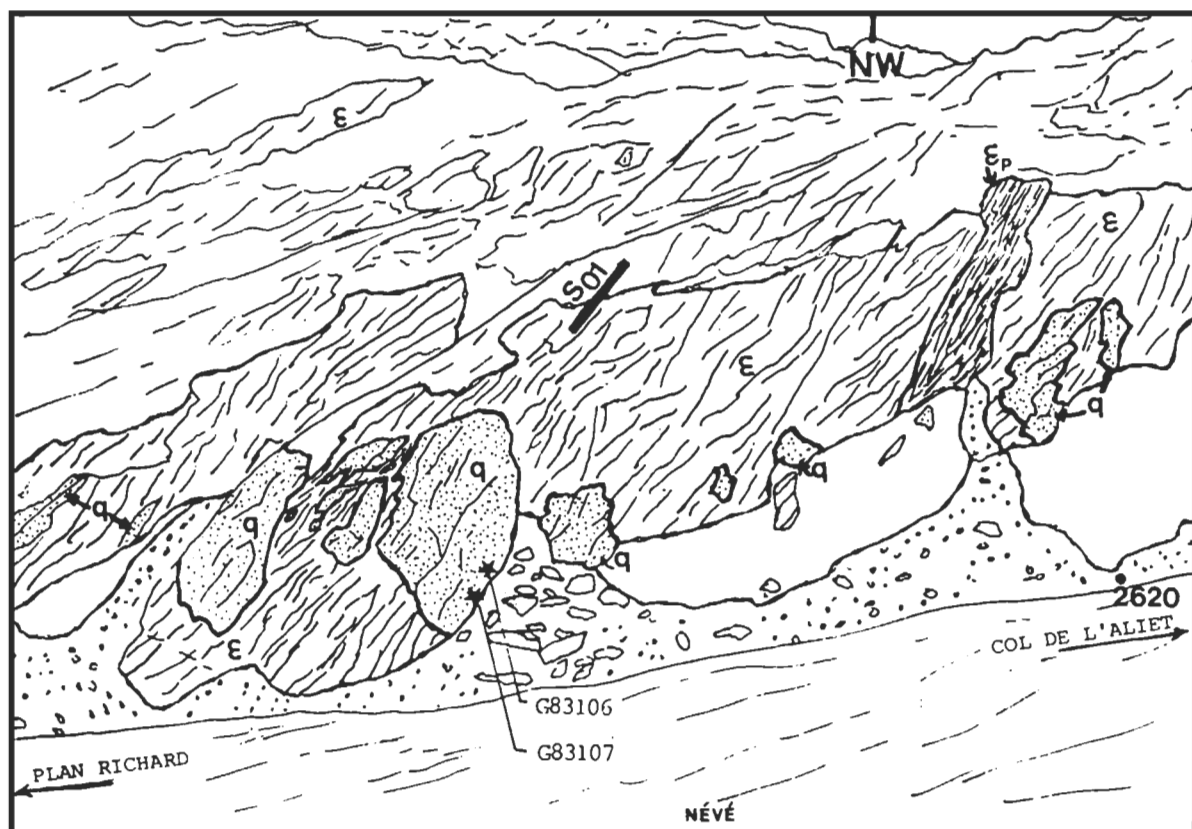
L'origine exacte de ces formations est difficile à assurer. Leur pétrographie montre en effet uniquement des assemblages minéraux du faciès métamorphique des schistes verts. Des albites ou des amas d'épidote sont contournés par la foliation principale (S_{0-1}) et paraissent donc pseudomorphoser des minéraux anté-alpins. Ainsi les amas d'épidote (fig. 15) pourraient mimer d'ex-grenats calciques, ce qui suggérerait un métamorphisme anté-alpin assez intense. Ailleurs, des associations de cette même pistachite et d'albite pourraient résulter de la saussuritisation de plagioclases (fig. 16), la texture microlitique de la roche évoquant alors d'anciens faciès magmatiques, voire volcaniques.

La géochimie de ϵ a été étudiée à travers six analyses seulement, dont trois dans cette coupe (fig. 14). Ceci reflète mal l'importance en volume de ces faciès dans la série, et leur variété, et est dû en partie à la difficulté d'y choisir un faciès représentatif. Ces analyses montrent néanmoins des teneurs analogues en Ti, Fe, Ca, Mg, et alcalins, toujours suffisantes pour admettre une parenté magmatique. Les rapports Na_2O/K_2O élevés permettent alors de désigner ces roches comme des spilites, avec toute l'ambiguïté attachée à cette désignation (voir par exemple Amstütz, 1974, ou Tane, 1976).

S'agit-il d'une composition primaire, celle d'un volcanisme riche en soude ? ou bien, puisque des exemples actuels d'un tel volcanisme font défaut, est-ce un produit volcanique modifié une ou plusieurs fois ? Je signale plus loin des niveaux non enrichis en soude (q_2 , σ/s_N), plus haut dans la série, et il en existe également dans la couverture que j'ai étudiée (Permien et quartzites du Werfénien : Ainardi, 1976 ; Schade, 1983a ; Guillot et Raoult, 1984). Donc l'apport de soude ne proviendrait pas du métamorphisme alpin, ni même d'un métamorphisme anté-alpin.

Je suis conduit à considérer ces spilites comme des roches volcaniques basaltiques modifiées peu après leur émission. Cette question sera évoquée à nouveau à l'issue de la description systématique (II.1.5), et dans le chapitre consacré à la géochimie (ch. III).

qp, q₁ : roches blanches quartzieuses feuilletées, en barres dans ϵ (100 m à 150 m d'épaisseur par barre). Ces niveaux m'ont servi de repères pour la cartographie (coupe AA en pl. h.t. 2, fig. 17). Seules les barres les plus épaisses (qp) ou les faisceaux les plus serrés (q₁) ont été cartographiés, mais il en existe de nombreux autres, moins épais mais toujours stratiformes, au sein des assises indicées ϵ . A l'échelle de



↑ **Fig. 18 - Les "cheminées de quartzites" q. Vue des affleurements.** Les numéros sont ceux des échantillons analysés (fig. 14). Hauteur de l'affleurement principal : environ 10 m. Localisation en fig. 9. (X = 950,0 ; Y = 2 064,4 ; Z = 2 620 m)

Au sein de roches vertes rubanées (ε) à fort pendage sud (S₀₋₁) à passées stratiformes pyriteuses (ε_p), cette roche leucocrate quartzreuse apparaît en un chapelet de taches blanches, qui pourraient représenter des montées intrusives. La texture microgrenue et la composition découvertes dans q (fig. 19), analogues à celles d'un microgranite, permettent d'y voir une roche hypovolcanique acide.

Ces cheminées auraient pu alimenter les épanchements (qp, q₁, q₂) connus plus haut dans la série mais dont la composition (alcalins notamment) aurait alors été plus nettement modifiée.

Fig. 19 - Origine magmatique du faciès q. Echantillon G 83 107 (loc. fig. 18). →

A : texture microgrenue.

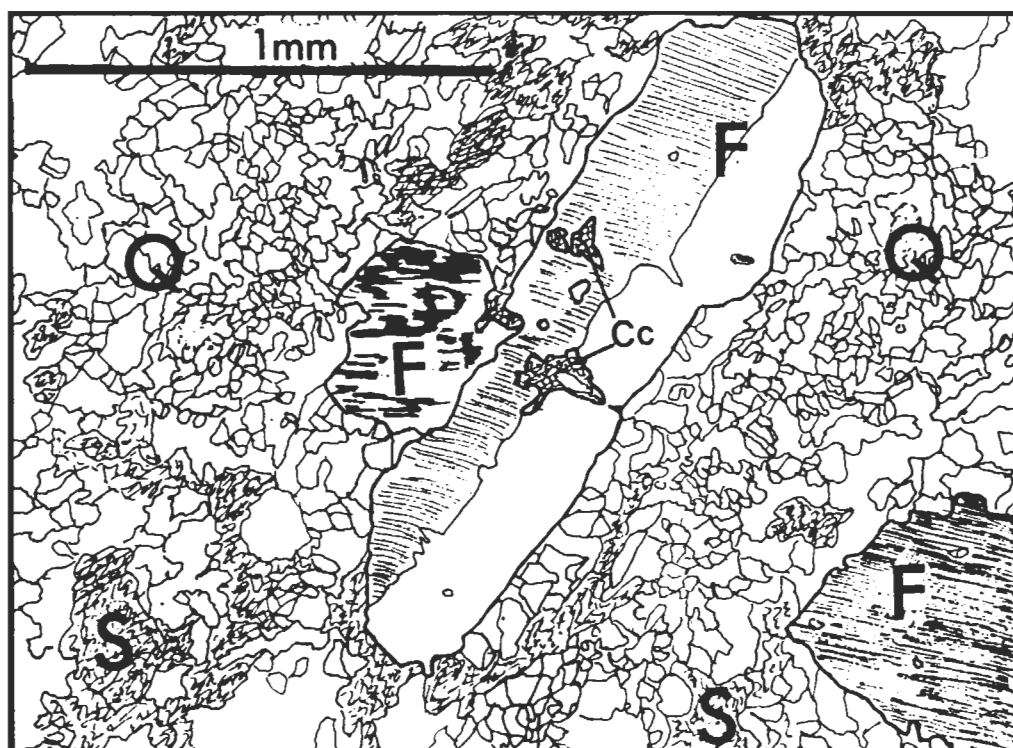
B : relique de quartz rhyolitique.

C : norme C.I.P.W.

Légende.- F : feldspaths en phénoblastes, avec quelques fentes de carbonates (Cc), parfois maclés en damier (F de gauche) - Q : fond de quartz, à texture fine granoblastique - S : séricite - q : quartz à golfes de corrosion (G ; dits aussi lacunes de croissance).

La taille de ces reliques de quartz rhyolitiques ne dépasse pas 1 mm. Seul cet échantillon a permis d'en observer, et la texture microgranitique observable est également la seule trouvée dans une trentaine de plaques minces de roches quartzreuses (faciès qp, q₁, q₂). Son gisement en cheminée, outre ces textures reliques, aurait également protégé la chimie de cette roche des altérations (légère silicification par rapport à la rhyolite (?) initiale ?).

A



B



C

quartz	46,8 %
corindon	2,9 %
anorthite	0 %
albite	16,8 %
orthose	29,5 %
magnétite	1,2 %
rutile	0,1 %
TOTAL	97,3 %
perte au feu	1,2 %
total majeurs	99,0 %

Fig. 19
(légende page ci-contre)

l'affleurement, comme à l'échelle cartographique, leur continuité latérale n'est pas toujours évidente. Certains bancs métriques sont étirés ou tronçonnés tectoniquement. Les barres principales disparaissent vers l'Est (fig. 10) sous la masse triasique de l'Aliet - Mont-Blanc de Peisey, et (d'après les photographies aériennes) s'effileraient rapidement vers le NW (pl. h.t. 2). J'ai cependant retrouvé un faisceau similaire à q_1 , avec des alternances métriques vertes, au bord ouest du terrain considéré ici, et situé comme q_1 à 300 m environ sous q_2 (fig. 17, et pl. h.t. 2).

Il s'agit toujours de roches claires, voire blanches, à feuilletage millimétrique définissant la S_{0-1} locale. Les contacts avec les passées vertes sont très souvent le lieu de décollements, attestés par des filons décimétriques de quartz blanc éclatant (fig. 10), parallèles au litage général mais très contournés dans le détail, parfois sigmoïdes (glissements banc sur banc ?). A part leur faciès type très riche en quartz, ces roches claires sont parfois pyriteuses ou ankéritiques, et alors à patine rousse (qp), parfois aussi d'un blanc mat et albitiques.

L'examen microscopique montre systématiquement une texture granoblastique fine, ou l'albite non maclée est difficile à distinguer du quartz. On a parfois un développement net de films chloriteux qui matérialisent S_{0-1} , avec un peu de séricite vert pâle, probablement phengitique, et de calcite xénoblastique.

La géochimie de q_1 seulement a été étudiée sur six prélèvements dont deux dans cette coupe (fig. 14). A côté de la silice (75% à 90%), on a toujours un rapport Na_2O/K_2O très élevé. Je n'ai jamais trouvé de faciès conglomératique dans ces roches, ni de relique d'une texture gréseuse. Ces faits empêchent à mon avis d'y voir des roches sédimentaires (les quartzites werféniens ou permien, qui ont subi les mêmes épisodes tectonométamorphiques alpins, ont une texture gréseuse ou arkosique et un litage sédimentaire conservés). J'y verrai plutôt des roches d'origine magmatique, avec actuellement un mélange quartz-albite. En tout cas, elles méritent, par leur composition, le nom de quartz-kératophyres sodiques. Ce type de formation est classiquement associé aux massifs de spilites, et pose d'ailleurs les mêmes problèmes génétiques : l'albite, actuellement abondante, ne peut avoir été le feldspath originel, car elle est instable aux températures normales de mise en place des roches volcaniques (Vallance, 1974 ; Coombs, 1974).

q : cheminées de roches blanches quartzzeuses feuilletées. Sur le terrain (fig. 18), rien ne les distingue des faciès précédents, si ce n'est leur disposition en un chapelet d'affleurements circonscrits décamétriques, au sein des assises ϵ de Plan Richard. La foliation des roches vertes rubanées (ϵ) s'y retrouve, inchangée en attitude, et rien dans l'affleurement ne suggère un banc quartzzeux tronçonné ou boudiné (pas de filon de quartz aux bords, pas de charnière de pli visible, et la passée ϵ_p voisine ne semble pas plissée).

Au microscope, un des deux échantillons recueillis pour l'analyse géochimique (G83 107), que j'avais d'abord considéré comme une simple variante albitique, a montré des phénoblastes d'albite qui pourraient pseudomorphoser des feldspaths alcalins (fig. 19A), et des quartz à golfes de corrosion (fig. 19B), sur un fond recristallisé en mosaïque fine de quartz-albite.

La géochimie (fig. 14B) a donné un résultat différent de ceux de q_1 : le rapport Na_2O / K_2O y est voisin de 1, ce qui donne une norme C.I.P.W. (fig. 19) vraisemblable pour une rhyolite alcaline, avec une dérive kératophyrique moins marquée que dans q_1 . Pour ces raisons (composition, texture, et affleurement), je considère qu'il s'agit d'une cheminée d'alimentation en matériel acide hypovolcanique.

Il est à noter que le message géochimique magmatique initial serait moins estompé que dans q_1 et q_2 (voir les compositions de q_2 en fig. 14B), qui sont des faciès stratiformes. La différence de composition actuellement observable pourrait donc refléter celle qui existait entre du matériel volcanique non soumis à une altération (q), car resté dans le substratum, et des épanchements (sous-aquatiques ou subaériens : q_1 , q_2 , qp) rapidement modifiés après leur émission. Dans le même ordre d'idées, la pyrite abondante de la barre qp (faciès non analysé) pourrait provenir d'une altération rapide de roches d'épanchement en milieu sous-marin, avec des minéralisations sulfurées. Enfin le fait que des compositions peu modifiées puissent avoir subsisté, dans le faciès q intrusif au sein des spilites, montre que la spilitisation est antérieure à l'intrusion acide q et ne serait pas due au métamorphisme alpin.

sy : schistes albitiques vert pâle à patine rouille clair (épaisseur estimée à 200 m, faciès η compris). Cette assise n'a pas de limite inférieure bien nette : elle m'a paru émaner progressivement des faciès spilitiques et quartzeux sous-jacents, avec des récurrences métriques de ces faciès sur quelques dizaines de mètres. La limite cartographique choisie est donc conventionnelle (pl. h.t. 2), et je l'ai également figurée en tiretés sur les coupes (fig. 14A, p. ex.). Vers le haut, le passage à la barre quartzeuse q_2 est rapide : à Plan Richard, sur quelques mètres, les schistes albitiques deviennent progressivement moins feldspathiques, plus quartzeux, en gardant une teinte vert pâle ; aux Creux Noirs, deux passées métriques quartzеuses blanches paraissent annoncer la base de q_2 , située quelques mètres plus haut.

Il s'agit de schistes vert pâle à blanc mat rouillé, à grain fin, où l'abondance d'albite évoque des dépôts cinéritiques. Leur géochimie n'a pas été étudiée. Je la suppose, sans preuve, proche de celle trouvée dans ϵ , mais la richesse en albite et les fréquents filonnets de quartz font supposer une composition un peu plus acide.

A 500 m à l'Est du Grand Tuf de Plan Séry, ces faciès sy sont plus gris, pyriteux, ce qui pourrait annoncer les faciès des schistes noirs (s_N , s_G). Ceci se produirait sous la barre q_2 , ou alors celle-ci manquerait localement (voir à η_2 , et II.1.5.).



Fig. 20 - Roche verte à phénoblastes feldspathiques blancs. Pas de Genêt
(échantillon G83 095 ; X = 949,7 ; Y = 2 063,1 ; Z = 2 780 m ; loc.
fig. 9).

Les phénoblastes sont des albites (A) presque complètement envahies de zoïsite ou clinozoïsite très fine et très absorbante (Z). Les plages claires d'albite s'éteignent simultanément entre nicols croisés dans l'ensemble du phénoblaste. Si on a probablement là des pseudomorphes de plagioclases riches en anorthite, la recristallisation d'albite a respecté les directions cristallographiques antérieures.

Le fond montre un fin lacis lépidoblastique à chlorite-actinote-zoïsite. Ont été seulement représentés quelques aiguilles d'actinote qui soulignent la foliation, et des amas de leucoxène (L) qui contiennent parfois un cœur opaque (M : titanomagnétite ?). De tels amas sont toujours présents dans les roches vertes à palimpseste de texture magmatique en Vanoise.

Analysée par Ellenberger (E 16, fig. 14), cette roche a un plagioclase normatif de type labrador (An 66).

$\eta /_{SV}$: filons de roche verte à porphyroblastes feldspathiques dans SV . Les schistes SV contiennent des masses d'allure lenticulaire, plus massives et mises en relief par l'érosion, à faciès η . Je décris d'abord l'une des plus réduites de ces lentilles, qui pourrait n'être qu'un émissaire (sill ?) ou un simple repli tectonique d'un "laccolite" plus important, sous-jacent. Située au Nord du point 2 784 (pl. h.t. 2 ; X = 949,7 ; Y = 2 063,1) cette lentille à faciès particulier a été remarquée par Ellenberger (1958) qui en a donné une analyse (E 16 ; fig. 14). Il note (p. 121) :

"Au sein des prasinites banales de Bellecôte, on trouve à 500 mètres à l'Est du Pas de Genêt (949,5-362,85) une lentille assez réduite (10 m sur 50) d'une roche ayant à l'œil nu une belle structure microlitique avec phénocristaux rectangulaires d'un beau blanc mat. Cette "porphyrite" de texture jusqu'ici exceptionnelle dans la Zone Vanoise - Mont-Pourri, est fort évoluée minéralogiquement.

Au microscope, les phénocristaux, cassés ou tronçonnés, sont formés par un agrégat de clinzoïsite en plages engrénées à extinction onduleuse, englobant du quartz et de l'albite en très petits éléments. Le fond est apparemment formé d'un fin tissu de quartz et d'albite, englobant d'innombrables paillettes ou aiguilles de chlorite et d'une amphibole (extinction atteignant 21°), des grains de clinzoïsite, enfin les microlites visibles à l'œil nu, qui sont épigénisés en sphène cryptocristallin.

L'analyse chimique d'un échantillon (an. n° 16) aboutit à une norme très voisine de celle du métagabbro des Côtes Vertes (an. n° 12). Toutefois, ici la roche est saturée (9,4% de quartz calculé) et il y a moins de chaux non feldspathisable (peu de diopside calculé, beaucoup d'hypersthène). Enfin, les minerais sont plus abondants. Comme pour la roche de l'analyse n° 13, une certaine oxydation est vraisemblable, ce qui permet d'utiliser tout ou partie de la magnétite pour saturer sous forme d'hypersthène une partie du quartz virtuel. Le reste des minerais devait former les microlites actuellement épigénisés en leucoxène. Le plagioclase était extrêmement calcique (An 65,7% : labrador).

En conclusion, cette roche, issue très probablement du même magma que les précédentes, était voisine d'une labradorite, formant une coulée ou un sill de faible profondeur."

Comme Ellenberger le préconisait, j'ai joint cette analyse ($\eta /_{SV}$ en fig. 14 ; dans le chapitre III et dans l'annexe 1, cette analyse a reçu le symbole σ / η par erreur) à celle du "gabbro" normal ci-après. Cependant de par sa position supra- η , sa richesse apparente en feldspaths basiques et les 17,50 % d' Al_2O_3 , ce faciès pourrait se rapprocher du faciès η_2 étudié plus loin. La figure 20 montre l'aspect microscopique des porphyroblastes, et un nouvel exemple du rôle de l'épidote.

η : roche massive vert bleuté clair à porphyroblastes noirs ou vert sombre d'actinote (nom de terrain : gabbro). Du fait de ces caractères, ce faciès est le plus facilement considéré comme d'origine magmatique. Ces "gabbros" ont un débit par des joints plans, en masses parallélépipédiques, sans direction préférentielle. Sur le terrain, on distingue mal la foliation : même en cassure fraîche, les porphyroblastes millimétriques d'amphibole paraissent disposés en un semis régulier sans orientation préférentielle, sur le fond homogène plus clair.

Malgré cet aspect, on voit toujours au microscope une nette foliation, contournant les actinotes : sur un fond de chlorite pâle, des granules de clinozoïsite, de sphène, des aiguilles d'actinote, marquent la foliation. L'albite et le quartz sont xénomorphes, mal différenciables. Les actinotes porphyroblastiques sont souvent allongées parallèlement à cette foliation, parfois groupées en amas ou en arcs composites (arcs polygonaux). Elles ont un pléochroïsme vert pâle, mais leur cœur peut être un peu plus roux. Le leucoxène forme souvent des amas à contour subhexagonal, à cœur brun sombre (rouille en lumière réfléchi) ou opaque (éclat métallique gris en lumière réfléchi), qui pourraient mimer d'anciens porphyroblastes de titanomagnétite. Les amphiboles semblent pseudomorphoser d'anciens minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, hornblendes, ou olivines). Mais je n'ai jamais remarqué de pseudomorphose indubitable de pyroxène, comme Ellenberger (1958 ; p. 120 et citation précédente) en signale dans des faciès similaires. Cette texture peut être considérée comme palimpseste d'une ex-texture doléritique, à porphyroblastes ferromagnésiens mais sans plagioclases.

Le lacis filonien secondaire de ces masses est peu net, mais caractéristique par rapport à celui des formations précédentes : il n'y a plus de filons de quartz, seulement des fentes décimétriques contournées, mises en creux par l'érosion, d'un carbonate spathique beige. Ceci s'accorde avec la nature basique de cette roche, où ces filons pourraient d'ailleurs être anté-alpins, rappelant ceux connus dans les séries ophiolitiques.

La composition de η , dans ce secteur, n'a fait l'objet que de deux analyses pour le faciès décrit ci-dessus (G83 021, G83 053 ; loc. fig. 9, valeurs fig. 14). J'y ai ajouté l'analyse d'une passée (filon ? enclave ?) vert sombre à grain plus fin, trouvée en éboulis à Plan Richard (G83 038), et l'analyse fournie par Ellenberger (E 16 ; voir citation précédente). Ces données sont tout à fait acceptables pour des roches d'origine magmatique. Mais l'hétérogénéité des faciès et des compositions (même pour les deux échantillons similaires par leurs faciès, G83 021 et G83 053), et le faible nombre de données, limitent la portée des interprétations. Je crois prudent de qualifier ces masses η de complexes laccolitiques hypovolcaniques. Leur épaisseur (hectométrique) laisse supposer des différenciations locales précoces (cumulat ? enclaves ?) ou tardives (filons ? autométamorphisme ?), qui suffiraient à expliquer les variations de compositions et de faciès.

J'ai cartographié deux autres complexes équivalents (faciès et position stratigraphique comparables), à la Pointe des Chardes (II.2) et à la Pointe de Friolin (II.3). Un troisième (la Sauvire, au SE de Champagny) a été étudié par Peruccio-Parison (1984), qui y a vu des ophiolites.* Les 34 analyses dont je dispose ainsi (dont 16 dues au dernier auteur cité et à Ellenberger, 1958) permettent de mieux cerner la variété de ces complexes (ch. III) tant sur le plan géochimique que sur le plan pétrographique. Leur position dans la série serait constante, leurs masses étant toujours à proximité des schistes noirs, dont les sépare la barre quartzeuse q2. Je suis enclin à y voir

(*) : cf. III.1.2

le témoignage d'un épisode volcanique, avec épanchements ou sills peu profonds mais épais qui couronneraient la "série verte" (ϵ , s_V , n), et dont s_V pourrait représenter les cinérites. Je renvoie au chapitre III pour une discussion de la lignée à laquelle appartiendraient ces roches, et de leur signification géodynamique.

q₂ : barre supérieure de roches quartzeuses feuilletées blanches (20 m à 100 m d'épaisseur, mais pourrait manquer localement) - **σ / q₂ : passées de roches vert sombre** (1 m à 5 m de puissance ; passée unique ou répétée, au sein ou au sommet de q₂ ; parfois absentes). Le faciès q₂ est une roche claire, très dure, blanche ou légèrement rosé-orangé, dont le feuilletage millimétrique est parallèle aux limites des bancs : ceux-ci sont métriques ou plurimétriques, et n'admettent à Plan Richard que de minces interlits plus phylliteux vert pâle. Près du Pas de Genêt, il s'y développe deux ou trois passées chloriteuses vert sombre à grain fin (σ en pl. h.t. 2). J'ai également trouvé par places de telles passées vertes au sommet de la formation q₂, au bord ouest du Val de Genêt (G83 057, fig. 9 ; analyse en fig. 14B).

Cette barre quartzeuse massive est un précieux niveau repère, sur le terrain comme sur les photographies aériennes. Elle encadre au Nord et au Sud les schistes noirs du Val de Genêt, et je lui ai rapporté deux affleurements à faciès similaires, qui dépassent sous les cargneules de la Vallaisonnay, 500 m à l'Est du Grand Tuf du Plan Séry, et au Sud du point 2 220. Le premier me paraît être le prolongement oriental de la dalle structurale visible entre les Creux Noirs et le Pas de Genêt, et le second une réapparition de la barre qui borde au Sud les schistes noirs du Val de Genêt.

Son épaisseur m'a semblé quasi-constante (100 m environ) autour du Val de Genêt, mais plus réduite près des Creux Noirs : la figure 12B montre qu'il n'en subsiste que quelques mètres entre s_V et s_N . Hors de ce secteur et plus à l'Ouest, nous verrons que cette barre se retrouve, sous forme d'un faisceau à intercalations de schistes gris et de gabbros, mais toujours entre la "série verte" et la masse des schistes noirs (voir II.2 et pl. h.t. 3).

Au microscope, cette roche ne présente guère de différences avec les passées les plus siliceuses de q₁. Il y a toujours un fond polygonal fin de quartz, avec parfois une légère orientation préférentielle des contours parallèlement à la foliation. Celle-ci est matérialisée par quelques filets micacés à pléochroïsme vert pâle à roux (phengites et oxyphengites ?). Les éventuelles albites sont indiscernables. Avec Fabre, puis Raoult, nous avons suspecté par endroits la présence de porphyroblastes centimétriques de feldspath alcalin, ou de galets également centimétriques blancs. Mais rien ne ressort, au microscope, que de probables yeux de quartz filonien.

Donc, au vu des seules données pétrographiques, il n'y a pas de motif de voir dans q₂ autre chose qu'une récurrence des faciès quartzeux précédents (q₁, q_p).

Deux échantillons prélevés à Plan Richard (G83 021, G83 046) ont fait l'objet d'une analyse, ainsi qu'une passée verte (G83 057), que je dois évoquer d'abord (faciès σ/q_2 en fig. 14B ; loc. fig. 9).

Sur 1 à 2 m, le sommet de q₂ montre des chloritoschistes massifs, à fines laminations blanches. Au microscope, celles-ci se révèlent plus riches en albite et en quartz que le fond chloriteux, à granules d'épidote, et à amas de leucoxène. La calcite représente environ 10% de la roche, en filets xénoblastiques. L'analyse révèle une teneur faible en silice (45,40%) partiellement compensée par une perte au feu notable (7,78%) : ceci est dû sans doute à l'abondance de calcite. On ne s'écarte donc guère des faciès de roches vertes rubanées (ε), et l'on peut encore y voir des métaspilites, avec une carbonatation notable.

Les "quartzites" q₂ montrent, eux, 93% à 94% de SiO₂, et un déficit inhabituel en Na₂O, au profit relatif de K₂O. Ces anomalies de composition ont un double aspect, local et général : peu de grès, et peu de rhyolites présentent une telle proportion de SiO₂. D'autre part, on ne peut plus parler comme pour q₁ de quartz-kératophyres sodiques, du fait d'une teneur en soude trop faible, sinon nulle.

Il reste que l'analogie de faciès est forte avec les autres passées quartzieuses plus bas dans la série. Je reviendrai sur l'interprétation de ces anomalies géochimiques : quatre autres échantillons prélevés dans des barres en position équivalente à q₂ (entre s_v ou n et s_N), mais hors de ce secteur, ont des compositions similaires. Je suis conduit à y voir le signe d'un changement des conditions de l'altération précoce, qui précéderait une modification complète de la nature des dépôts : nous sommes ici dans la dernière assise avant les schistes noirs.

s_N : schistes noirs (200 m d'épaisseur visible ici). Au contraire de toutes les assises déjà décrites, les schistes noirs présentent un cachet sédimentaire net, du fait de la présence de charbon. Il est généralement diffus dans la roche, mais peut donner des bancs décimétriques d'un schiste noir, fissile et léger, tachant les doigts. La pyrite, abondante, est responsable de la patine rousse ou rouille générale, et laisse des vacuoles millimétriques sur les surfaces altérées.

Leur caractère de couverture stratigraphique de q₂ est pour moi évident à l'échelle de la carte (pl. h.t. 2). Partout où j'ai pu voir le contact, il paraît originel. A Plan Richard, quelques passées centimétriques quartzieuses claires à grain fin, dans le premier mètre de s_N, semblent mimer le faciès q₂ : hormis cette récurrence,

le contact est franc, la transition quasi-immédiate d'un faciès à l'autre. La figure 21 montre l'allure de ce passage en Val de Genêt. On notera la présence d'un sill ou d'une coulée volcanique (σ/s_N), ce qui selon mes observations est unique dans ce secteur (mais fréquent ailleurs dans Bellecôte : II.2, II.3).

Partout, ces roches présentent une schistosité de strain-slip S_2 nette (fig. 22), aux dépens de laminations millimétriques (S_{0-1}) noires, grises, ou blanches. De petits granules noirs subrectangulaires, visibles à l'œil nu, font penser d'abord à des petites veines de charbon cataclasées. A part la couleur noire, on ne retrouve pas dans s_N les caractères du Houiller de Tarentaise : conglomérats, muscovites détritiques ...

Au microscope, même dans les bancs charbonneux (c, pl. h.t. 2), la matière organique apparaît sous forme très divisée, en films dans la foliation S_{0-1} , ou dans la schistosité S_2 (fig. 22). Le quartz est abondant, en fin pavage polygonal, et en ombres de pression autour des pyrites. Quelques amas d'épidote (100 μ m de diamètre) à pléochroïsme net rouge-brun, très absorbante, un peu de leucoxène et de chlorite, sont les seuls minéraux basiques visibles. La séricite peut être localement abondante, dessinant la foliation S_{0-1} ou la schistosité S_2 . L'albite, comme toujours peu distincte du quartz quand elle est en petits cristaux, est toutefois fréquente en porphyroblastes millimétriques à aspect très sale (fig. 23) qui forment les granules noirs évoqués ci-dessus : des familles de clivages du cristal sont envahies d'une matière opaque, noire et brillante en lumière oblique (au binoculaire). Cette pollution est souvent localisée dans le cœur du cristal, qui comporte alors une frange limpide. Fabre (1961) a découvert des albites similaires dans le Carbonifère de la zone houillère, qu'il pense alpines. Il me semble cependant que ces albites pourraient représenter d'anciens feldspaths détritiques : injectées de matière organique dans leurs clivages (pendant l'épisode de haute pression de la phase 1 ?), elles auraient plus tard légèrement grandi (frange limpide ; lors du pic thermique du métamorphisme alpin ?), et ce avant la phase 2, dont la schistosité les contourne (cf. fig. 69).

s_G : schistes gris. C'est une variante importante en volume des schistes noirs, ce qui m'a incité à les distinguer cartographiquement. Ils succèdent verticalement (dans le Val de Genêt) mais aussi latéralement (dans le cœur du synclinal, près du Pas de Genêt) aux faciès noirs. Ces schistes sont un peu plus clairs, plus résistants à l'érosion, avec des passées décimétriques à métriques plus albitiques, à grain fin. Au Pas de Genêt où ils se substituent totalement à s_N , les faciès s_G sont luisants (sériciteux ?), gris souris, et contiennent des passées albito-chloriteuses rouille à gris vert pâle, un peu pulvérulentes, qui évoquent des cinérites. Il y a, là encore, au contact des "quartzites" q_2 , des faciès à rubanement centimétrique clair quartzeux.

Au microscope, je n'ai pas noté de différence entre s_N et s_G : il y a toujours la foliation S_{0-1} , reprise par la schistosité S_2 bien réglée. Les textures sont semblables. La différence d'aspect relève peut-être d'une plus faible pigmentation par la matière organique, et d'une plus grande proportion d'albite, mais en très petits grains impossibles à distinguer du quartz.

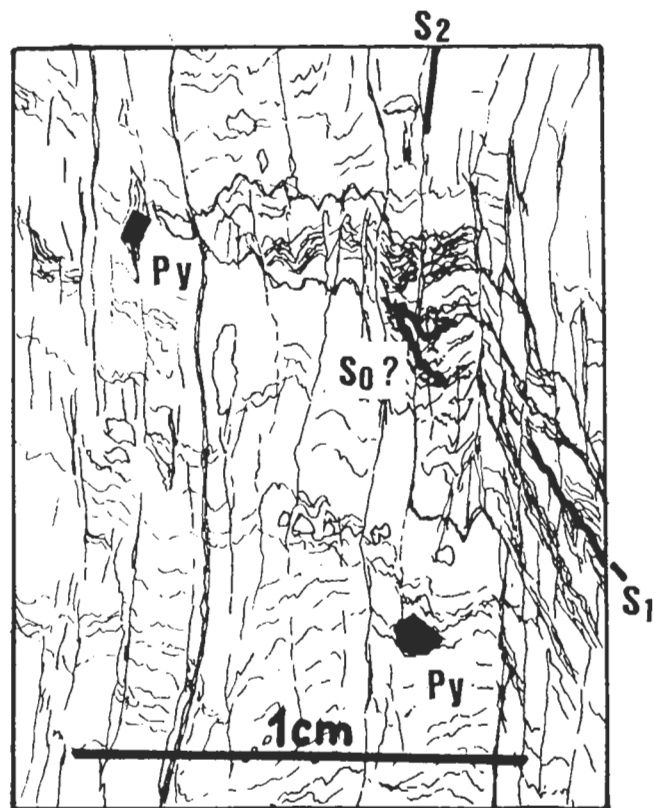
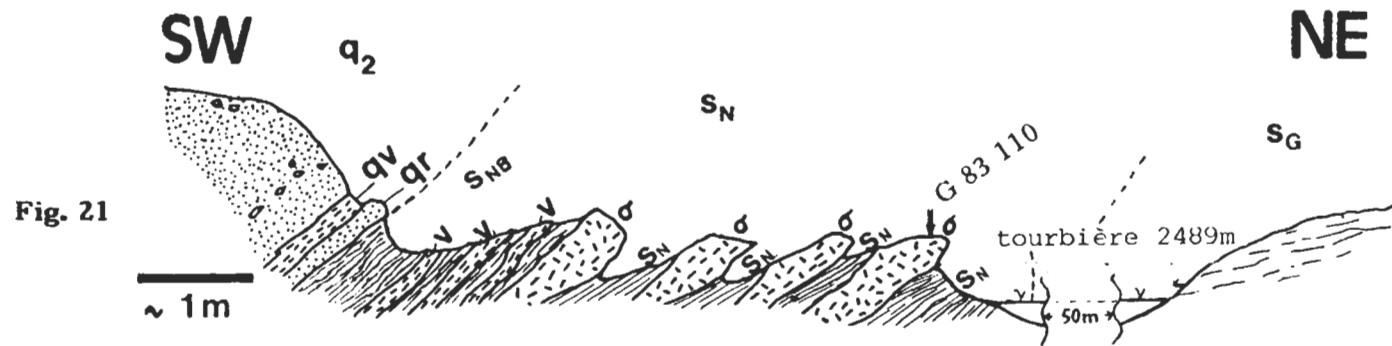


Fig. 22

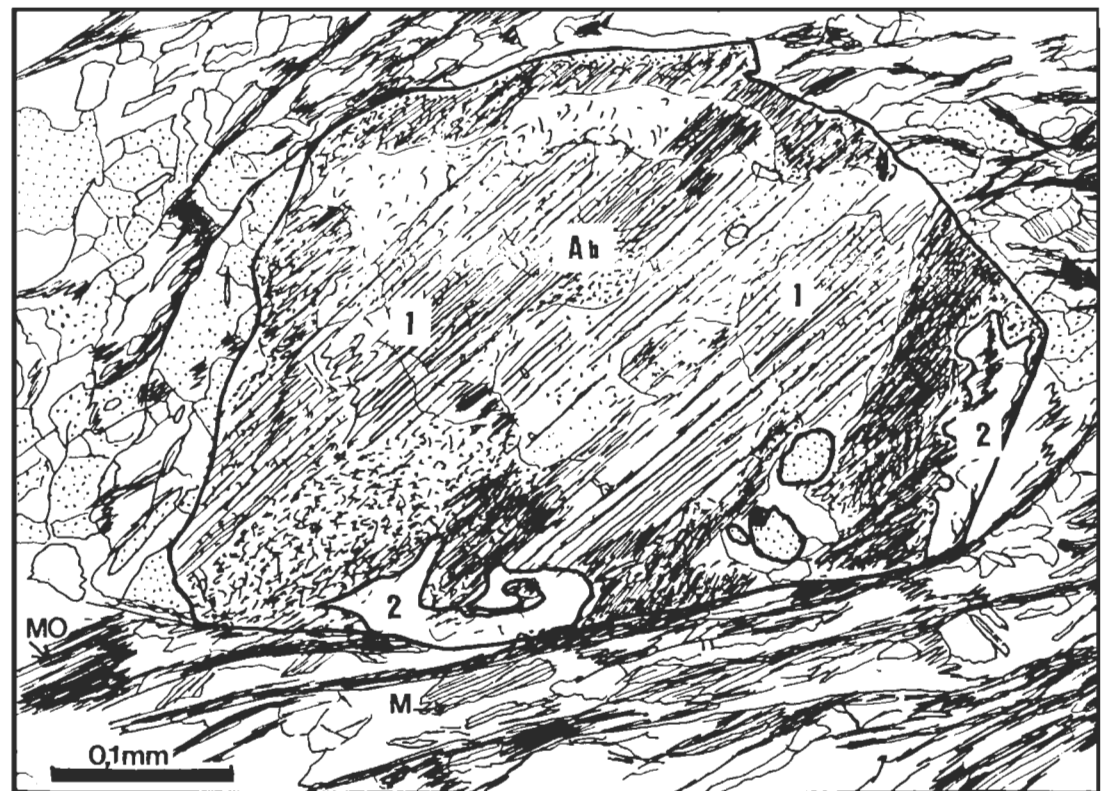


Fig. 23

Fig. 21 - Passage q_2-s_N au bord occidental du Val de Genêt. Coupe schématique (situation en fig. 9). La série est renversée.

A leur mur géométrique (toit stratigraphique supposé), les roches quartzeuses q_2 en barre épaisse, où un litage métrique se devine, admettent une passée vert pâle décimétrique (q_v), et le dernier banc quartzeux massif est rouille, pyriteux et ankéritique (qr). Puis les schistes noirs, à fines laminations blanches (s_{NB}) admettent à leur tour des intercalations quartzeuses vert pâle (v), avant de devenir plus pyriteux, charbonneux, et fissiles (s_N).

Ils contiennent 4 passées plus massives (σ/s_N) grises, faisant effervescence à HCl, à micas blancs et pyrites, visibles à l'œil nu. La géochimie de σ/s_N (analyse G83 110, fig. 14) permet de la considérer comme une roche magmatique additionnée de carbonates (1,21% de TiO_2 , pour 11,4% de perte au feu).

L'épaisseur de s_N est, ici, au maximum de 50 m car de l'autre côté de la tourbière, au NE, affleurent des schistes gris (s_G) à rubanement mat albitique, moins fissile que s_N . Ailleurs, les schistes noirs s_N peuvent manquer.

Fig. 22 - Schistes noirs (s_N) du Val de Genêt. Vue de lame mince. Dessin d'après photographie (échantillon G83 018Z : X = 951,0 ; Y = 2 063,4 ; Z = 2 390 m).

Dans un fond à grains très petits (diamètre moyen 0,05 mm) de quartz-albite, séricite, chlorite, et matière noire charbonneuse (non distingués), se détache un repli aigu de phase 1 (S_1 : schistosité de plan axial ; S_0 : stratification), repris par la schistosité S_2 de strain-slip. La pyrite (Py) est responsable de la patine rousse de ces schistes. La matière organique est concentrée dans la foliation S_0 ou S_1 , mais aussi le long des couloirs de déformation S_2 .

Les recherches de microflore n'ont rien donné (matériel trop tectonisé ?) et les tentatives de séparation des zircons n'ont permis d'en obtenir aucun. Ces caractères distinguent le faciès s_N des schistes noirs et grès houillers de la zone houillère, datés du Carbonifère, riches en passées conglomératiques, et en paillettes de muscovite détritique.

Fig. 23 - Albite à inclusions charbonneuses, dans des schistes noirs (échantillon G81 196). Crêt de la Foullie, faciès s (X = 946,4 ; Y = 2 065,5 ; Z = 2 590 m ; cf. II.3.4).

C'est un habitus banal de l'albite (Ab) dans les schistes noirs de Bellecôte. La matière organique (charbon ?) y souligne une famille de clivages au cœur du cristal (zone 1), ce qui indique qu'elle s'est mise en place dans le cristal déjà formé. Autour, elle est parfois concentrée en "nuages" au point de former une couronne quasi-opaque, alors que la bordure du cristal est claire (2).

La foliation, qui contourne ces albites, est aussi soulignée de matière organique (MO et en noir), et par les micas blancs (M). A droite et à gauche, on devine les débuts de l'ombre de pression associée à l'albite, avec notamment des quartz (pointillés) et albites limpides (blanc) en fine mosaïque.

Ces albites pourraient être anté-alpines et d'origine détritique, provenant d'un matériel volcanique riche en feldspath sodique. L'albitisation alpine serait donc limitée à un simple réajustement des sites feldspathiques (injection de matière organique puis croissance légère (zone 2)).

Des essais d'extraction du zircon ont été faits sur ces roches (s_N et s_G). Les seuls minéraux lourds isolés (pyrite, phyllites) sont ceux que j'ai évoqués dans la description microscopique, avec des oxydes de fer et une ou deux tourmalines. Le cachet sédimentaire de ces formations (litage, présence de charbon, aspect stratiforme) est indéniable. Mais l'absence de zircons signifie qu'on a là un détritisme assez particulier. L'abondance d'albite indiquerait une forte influence volcanique.

La géochimie de s_N et s_G (analyses G83 005 et G83 017 ; loc. fig. 9 ; données fig. 14) conforte l'idée d'apports volcanogènes. Avec 3 à 4% de Na_2O , et des teneurs moindres en K_2O , on aurait une composition tout à fait inhabituelle pour des sédiments argileux (Ploquin m'a signalé qu'au vu des premiers résultats d'analyses de schistes noirs de Vanoise septentrionale, leurs compositions "dacitiques" lui firent croire à une confusion d'échantillons). Il s'agirait en première analyse de grauwackes, dont la richesse en soude pose problème. Je reviendrai au cours du chapitre III sur ces roches, déjà étudiées par Peruccio-Parison (1984 ; 36 analyses de faciès similaires). Cet auteur les a considérées comme un remaniement de matériel volcanique calco-alcalin : des zircons, plus haut dans la série, en feraient foi. Mais sur ce terrain, seul le faciès σ/s_N déjà évoqué en figure 21 a un cachet vraiment magmatique.

σ/s_N : sill ou coulée dans les schistes noirs (à mica blanc, pyrite, carbonates ; 1 m d'épaisseur au plus). L'affleurement concerné est unique (fig. 21 ; X = 950,65 ; Y = 2 062,65 ; Z = 2 495 m) : je n'ai pas trouvé d'autre sill ou coulée au sein des schistes noirs du Val de Genêt. Nettement mise en relief par l'érosion, cette roche est grise, plus claire que l'encaissant schisteux noir, et n'a pas de foliation visible, tant à l'œil nu qu'en lame mince. De près, sa limite avec les schistes est floue, marquée par une zone d'épaisseur décimétrique très pyriteuse. Sous une patine gris rouillé, cette roche massive a un grain fin, une couleur gris-vert pâle ; elle contient des paillettes de mica blanc et fait effervescence à l'acide chlorhydrique.

Au microscope, on a une pâte confuse où abondent les carbonates en plages xénoblastiques (20% ?), avec du quartz très fin, de la chlorite, du leucoxène diffus, et de nombreux oxydes de fer semblant dériver des pyrites qu'ils engainent. A part quelques albites cataclasées, riches en impuretés (chlorite, calcite, sphène...), à macles mécaniques, les porphyroblastes remarquables sont les micas blancs : incolores, limpides, ils forment des plages millimétriques à contour polygonal net, subrectangulaire ou en hexagone allongé parallèlement au clivage. Certains sont "maclés" parallèlement au clivage : le cristal paraît scindé en deux parts de biréfringences légèrement différentes. L'angle d'extinction atteint 5° sur quelques sections, et ils sont biaxes. Ces micas, probablement peu ou pas phengitiques (biaxie, pas de pléochroïsme vert pâle), seraient anté-alpins, puisque seule de la phengite a pu se former au cours du métamorphisme alpin. Leur déformation est faible dans l'échantillon le plus massif, où la compétence de la roche les aurait protégés, alors qu'ils sont nettement tordus ou cataclasés dans l'éponte, plus facile à dégager au marteau.

L'analyse géochimique de ce faciès (G83 110, fig. 14) donne une perte au feu importante (11,79%), reflétant l'abondance des carbonates. Les teneurs en Ca, Mg, K sont plus élevées que celles de l'encaissant, la teneur en Na plus faible : je suppose donc que la composition ne montre pas d'apports notables par d'éventuels rééquilibres métasomatiques pendant le métamorphisme alpin. On aurait alors une roche de composition similaire aux autres roches vertes étudiées, où la faible teneur en silice serait due à une carbonatation notable. La présence des micas est traduite par une teneur en K_2O supérieure à celle en Na_2O , fait exceptionnel et qui restera l'apanage de q₂, de q, et de ce faciès.

Comme toutes les précédentes, je considère que cette roche, d'origine probablement magmatique, a été modifiée avant le cycle alpin, peu après sa mise en place. Mais cette modification est elle-même anormale : encore une fois nous sommes près de la base des schistes noirs. Aucun fait de terrain ne me permet de dire si on avait là une coulée ou un sill, ni donc de préciser les causes de cette modification (météorique, sous-aquatique, hydrothermale ?).

η₂ : "gabbros" blancs du Val de Genêt. Ces roches affleurent au point le plus bas du Val de Genêt, formant un rectangle de 200 m x 500 m. C'est l'endroit où, sur la carte, le cœur synclinal de schistes noirs paraît le plus large. Pour désigner ce faciès, j'ai conservé la lettre η, du fait de la similitude pétrographique avec le faciès ainsi nommé. L'indice 2 est là pour souligner les différences de gisement et d'aspect : ce faciès semble entouré par les schistes noirs ou gris, et devrait donc être plus haut dans la série que les faciès η et q₂. Je suis en fait conduit à y voir une formation à la base des schistes noirs (hypothèse qu'on pourra discuter au vu des faits ci-dessous), d'où sa position dans la colonne reconstitutive de la série (fig. 14B).

Ces roches sont massives, claires, et ont un débit en dalles ou en blocs à faces planes. Parfois franchement blanches et aphanitiques, ou vert pâle, elles peuvent aussi présenter l'aspect porphyrique de η, dû à un semis de porphyroblastes d'actinote. Des filons à bords contournés de carbonate spathique, l'absence de filons de quartz, renforcent l'analogie avec les "gabbros" η. Les trois types de faciès (blanc, vert pâle, porphyrique) n'ont pas de limites nettes, et se trouvent associés de façon quelconque dans les affleurements les mieux exposés (petits talwegs ou petits abrupts de failles).

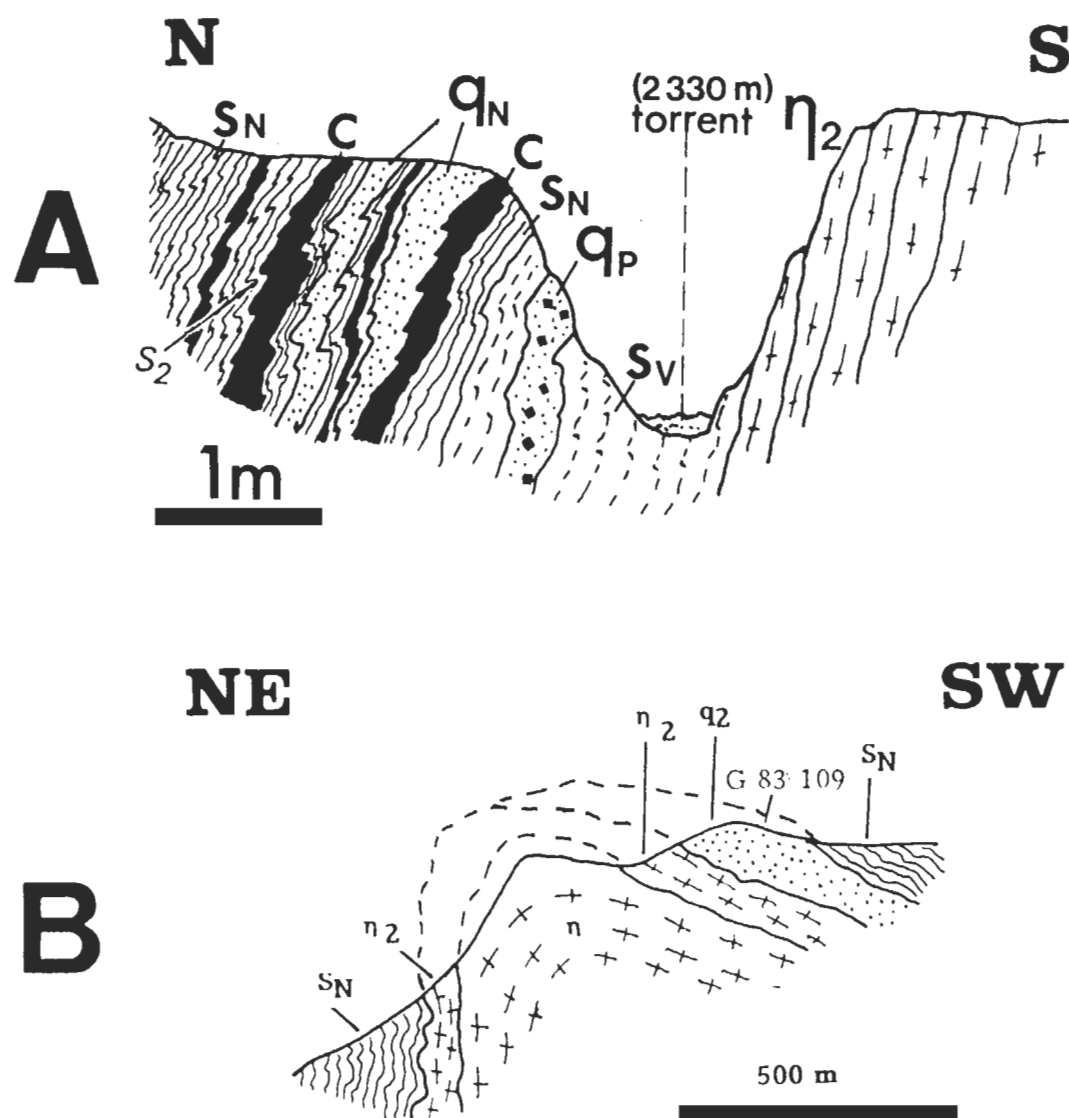


Fig. 24 - Rapports entre les schistes noirs et leur substratum magmatique.

A : passage des "gabbros" blancs (η_2) aux schistes noirs (S_N). Val de Genêt. Coupe schématisée (loc. fig. 9 ; X = 951,1 ; Y = 2 063,25).

Lithologie : η_2 : roche blanche massive à grain fin, à débit en dalles subverticales d'épaisseur décimétrique (débit qui représente probablement S_1) - S_v : schistes vert pâle quartzeux (passage insensible sur 1 à 2 m depuis η_2) - q_p : roche quartzreuse feuilletée à points rouille de pyrite et d'ankérite - S_N : schistes noirs fissiles charbonneux (tachant les doigts) - q_N : roche quartzreuse noire à grain fin, en passées décimétriques - c : passées très charbonneuses, riches en pyrite qui leur donne une patine rouille à jaune soufre - S_2 : schistosité de phase 2.

Ce passage aux schistes noirs semble se faire en concordance. Il est analogue à celui décrit en figure 21.

B : coupe (très schématisée) de la masse magmatique de la Sauvire (localisation : cf. schéma structural, pl. h.t. 1) d'après Peruccio-Parison (1984) et les indications de Raoult.

Les indices des faciès sont les mêmes que dans le texte. G 83 109 est le numéro d'un échantillon analysé (cf. annexes 1 et 2).

Au microscope, on retrouve la texture des gabbros, de plus en plus estompée à mesure que le faciès devient plus clair et plus aphanitique. Quand les porphyroblastes d'actinote subsistent, ils sont faiblement pléochroïques (vert très pâle), comme la chlorite qui les entoure. Le fond est une pâte très fine, blanche en lumière réfléchie, mais à relief prononcé, très absorbante, à biréfringence nulle ou anormale en lumière transmise. Il s'agit apparemment d'un agrégat cryptocristallin de zoïzite (ou de clinozoïzite), de chlorite, et de sphène (ou de leucoxène). De la calcite, quelques ocelles de pistachite, quelques amas de leucoxène, peuvent aussi jalonner les filets qui matérialisent la seule foliation visible (S_1 , probablement, comme dans η).

Les contacts de η_2 avec les autres formations sont mal visibles. Au bord du quadrilatère η_2 (pl. h.t.2), le contact est masqué par le broyage tardif (faciès m) évoqué au II.1.2.a. Ailleurs il y a généralement des éboulis ou des moraines. Au seul bord NW, le long d'un talweg (entre les confluent cotés 2 349 et 2 289) j'ai trouvé avec Fabre une coupe où un passage rapide aux schistes noirs est observable (fig. 24A), qui nous a paru à tous deux originel, et non dû à une juxtaposition de faciès par la tectonique alpine. Après une bordure de schistes quartzeux vert pâle contre les faciès massifs η_2 , ici blancs et aphanitiques, viennent plusieurs passées quartzeuses feuilletées. Les schistes noirs sont riches en charbon et pyrite. L'accordance de ces termes contre η_2 révèle selon moi un contact stratigraphique. On notera les similitudes, entre ce contact avec les schistes noirs, et celui (fig. 21) de q_2 avec ces mêmes schistes noirs : passées quartzeuses vert pâle, puis une passée rouille et ankéritique ; richesse en charbon des premiers mètres de SN .

Trois analyses, numérotées G83 014, G83 066, G83 067 (fig. 14) correspondent dans cet ordre aux faciès η_2 porphyrique, aphanitique vert pâle, et aphanitique blanc. Par rapport à η , on note une baisse des teneurs en Si, Fe, Na, Ti, compensée par une augmentation de Al, de Ca, et de Mg dans une moindre mesure. Les diagrammes géochimiques montrent que cela correspondrait à un enrichissement du magma en plagioclases basiques (faciès d'accumulation à l'intérieur de la chambre magmatique ou de la coulée ; cf. III.3.4.c).

η , η_2 , q_2 : discussion de leur position lithostratigraphique.

Cette question ne peut être résolue par l'étude du seul secteur de Plan Richard. Ces faciès ont été rencontrés ailleurs, par Peruccio-Parison (1984), et par moi-même (cf. II.2 et II.3), et je dois faire allusion à ces autres occurrences pour expliquer leur position dans la reconstitution de la figure 14B.

a) Arguments pour en faire des formations antérieures au dépôt des schistes noirs.

Peruccio-Parison (1984 ; p. 62 à 65) a décrit des "roches blanches à lentilles vertes" en "bordure de la masse magmatique de la Sauvire", masse que je considère comme formée pour l'essentiel de roches du faciès η , et qui est entourée de schistes noirs (la Sauvire est localisée sur le schéma structural ; pl. h.t. 1). Les faciès blancs sont semblables à η_2 .

L'examen des plaques minces ("pâte" fine très absorbante, phénocristaux rares) a montré les mêmes minéraux. Les compositions chimiques de ces roches blanches (4 analyses ; Peruccio-Parison, 1984, tabl. IIIb p. 107) présentent, là aussi, des anomalies par rapport aux "gabbros" voisins, et ces anomalies elles-mêmes ressemblent fort à celles notées ici (excès d'Al et Ca, baisse de Fe, Si).

η_2 séparerait les gabbros η des schistes noirs. Toutefois ceci ne concerne que la face N de la Sauvire. Au Sud de la même masse η de la Sauvire, à seulement 500 m de distance, c'est l'assise q_2 qui sépare les gabbros de s_N (fig. 24B). Si l'on compare les dispositions de η , q_2 , et η_2 dans la Sauvire et à Plan Richard, et qu'on admet le dépôt simultané de s_N sur q_2 et η_2 (passages similaires ; fig. 21 et 24A), on est conduit à supposer que ces trois faciès sont antérieurs à s_N , et donc que les gabbros blancs du Val de Genêt affleurent en antiforme sous les schistes noirs. C'est l'hypothèse retenue pour dessiner la colonne reconstitutive de la série (fig. 14B) et les coupes (pl. h.t. 2 et 5) : η_2 et η seraient deux variétés à faciès légèrement différents du même corps magmatique stratiforme, q_2 pouvant manquer à leur toit.

b) Autres solutions envisageables.

Je décris en figure 26, dans le secteur de la Pointe des Chardes, un autre exemple du passage q_2 - s_N qui n'a pas l'aspect franc, rapide, et surtout définitif, du changement de faciès présenté en figure 21. En figure 26 des récurrences de roches quartzeuses et de gabbros existent au-dessus des premiers schistes noirs. On pourrait, en se référant à cette coupe comme modèle, voir dans les gabbros blancs du Val de Genêt un équivalent des récurrences du faciès q_2 , interstratifié dans la partie basale des schistes noirs. Alors, en figure 14B, η_2 devrait être figuré au sein de s_N en cœur synclinal. Toutefois je n'ai pas retenu cette éventualité, car les gabbros blancs manquent dans la coupe de la figure 26, et je préfère donc prendre pour modèle la Sauvire (fig. 24B).

c) Synthèse.

De toute façon, cela n'a que peu de conséquences sur mes interprétations ultérieures de l'évolution des faciès au sein de la série antépermienne. Dans les deux hypothèses, le faciès η_2 est situé à la partie inférieure des schistes noirs.

Enfin les assises considérées, toutes d'origine ignée, n'obéissent sans doute pas à des règles d'empilement aussi simples que les sédiments. Les gabbros forment des masses stratoïdes d'épaisseur hectométrique. Il est possible qu'il s'agisse de laccolites, dont la position pouvait varier au sein d'une série édifiée avant leur intrusion. Ces masses intrusives pourraient avoir localement percé jusqu'à la surface, formant un dôme à travers q_2 , et les gabbros blancs du Val de Genêt seraient le pointement d'un tel dôme. Cette hypothèse pourrait convenir avec l'interprétation des gabbros blancs comme accumulation de plagioclases flottés au toit d'une lentille magmatique hypovolcanique.

La colonne proposée (fig. 14B) est d'après moi celle qui rend le mieux compte des données de terrain, en particulier de celles obtenues à Plan Richard. Dans la

suite de ce mémoire je continue à travailler sur la base de ce schéma (fig. 33) car une colonne modifiée ne conduirait pas à de grandes différences d'interprétation.

II.1.5. Conclusions à l'étude de la série de Plan Richard.

a. Nature des assises.

Cette série antépermienne, formée d'une succession d'assises stratiformes, est donc déjà litée en grand. Le rubanement décimétrique à métrique des assises inférieures (ϵ), le litage fruste des barres quartzeuses, les alternances grises et noires décimétriques dans s_N et s_G , peuvent être considérés comme des vestiges d'un litage originel. En somme, mise à part la "cheminée de quartzites" q , probable filon ou dyke acide, l'ensemble des assises se serait formé dans l'ordre de leur empilement actuel, sans phénomènes intrusifs importants (même les "gabbros", qui forment ailleurs des alternances décamétriques avec q_2 ; cf. II.2).

Dans ces roches, soumises au cours de l'orogénèse alpine à deux phases tectono-métamorphiques synschisteuses, la totalité des associations minérales actuellement observables appartiennent au faciès métamorphique des schistes verts (schistes verts "supérieurs" peut-être, pour les rares reliques de glaucophane). Il est rare de trouver des traces de textures anté-alpines, mais celles que j'ai décrites sont toujours des palimpsestes de textures doléritiques et/ou microgrenues (q , fig. 19 ; η/s_V , fig. 20 ; η ; η_2 ; σ/s_N ?).

La lecture des résultats des 20 analyses géochimiques, jointe aux constatations ci-dessus, indique alors clairement l'origine magmatique du matériel, et la nature probablement volcanique ou volcano-sédimentaire de toutes ces roches.

b. Coupure majeure.

Un changement important (et probablement définitif, comme nous le verrons) de nature des dépôts s'est produit après la dernière émission de matériel acide (q_2), et se traduit par un passage rapide aux schistes noirs charbonneux (s_N). Dans ces derniers, les compositions montrent néanmoins une influence volcanique toujours importante. Ces "grauwackes", d'ailleurs, n'ont fourni aucun zircon (qui serait le signe d'un détritisme gréso-schisteux commun), et les textures révélant des processus détritiques ne sont pas évidentes (les albites charbonneuses décrites en figure 23 pourraient être des grains détritiques ?). L'association charbon-pyrite révèle un milieu de dépôt réducteur, à laquelle on peut sans doute rattacher la forte carbonatation des rares roches vertes au contact de ces sédiments (σ/s_N , σ/q_2).

Sous cette coupure lithologique, les faciès paraissent plus franchement ignés : on peut supposer que cette coupure marque un arrêt ou un ralentissement de l'activité

éruptive pendant un certain laps de temps. Le repos direct de s_N sur q_2 et sur n_2 , s'il est admis, pourrait même suggérer que cette coupure s'accompagne d'une lacune importante. Il faut noter enfin que l'assise q_2 présente des variations d'épaisseur (semblant parfois manquer : voir discussion p. 59-60 ; cf. aussi fig. 26 et 30 ; mais rien n'évoque une discordance à son sommet), et surtout une chimie assez curieuse ($SiO_2 > 90\%$; $Na_2O < K_2O$) que l'on retrouve ailleurs dans le massif de Bellecôte. Plus généralement, la géochimie des roches voisines de cette coupure présente des particularités, que je vais maintenant tenter de résumer, en rappelant d'abord les caractères chimiques de toute la série.

c. Caractères stratigraphiques de l'altération.

Vingt points d'échantillonnage, dans une série de 1,5 km d'épaisseur, sont certainement en nombre insuffisant pour assurer des tendances géochimiques. Mais je dispose de 106 autres analyses (chap. III), correspondant à des faciès que je peux tous situer dans cette série et qui ne semblent pas démentir les résultats préliminaires que j'ai détaillés assise par assise (II.1.4.). Le fait majeur tiré des analyses est que toutes ces roches volcaniques ont subi une modification : 95% d'entre elles, en volume, ont en effet des teneurs anormales en soude, trop élevées par rapport à celles que l'on connaît dans les roches volcaniques actuelles. Comme Vallance (1974) et Coombs (1974), je considère que cet excès de soude traduit des apports et/ou des départs de constituants postérieurs à la consolidation complète du matériel magmatique initial. Je dois donc tenter d'expliquer les circonstances qui ont favorisé ces modifications.

Dans les roches vertes spilitiques de la partie inférieure de la série, un fait semble indiquer que l'apport de soude n'est pas dû à un processus métasomatique lié à un métamorphisme régional, mais aurait suivi de peu la consolidation : le faciès q , le seul certainement intrusif, est également le seul à posséder une composition originelle peu modifiée, alors qu'il se trouve, comme q_1 , au sein des spilites. La modification chimique qui a produit la composition spilitique se serait donc produite avant l'intrusion acide q . Cette modification, permise par l'émission en surface, se serait faite au fur et à mesure du dépôt de ces 1 000 m de basaltes et rhyolites. Il reste donc, comme processus éventuels, un autométamorphisme de ces dépôts volcaniques, ou l'effet d'un possible gradient thermique anormal, processus où l'eau de mer jouerait un rôle important (Vallance, 1974, p. 67).

Second fait en défaveur de l'albitisation alpine, la "spilitisation sodique" n'est pas générale dans la série : l'assise q_2 paraît généralement exempte de sodium et la prédominance de Na_2O sur K_2O est également peu marquée dans la seule roche verte trouvée au sein de, et à la base des schistes noirs (σ/s_N). Cette anomalie dans la modification me paraît liée géométriquement à la proximité de la base de s_N

(ce fait est encore en faveur d'une modification ayant suivi de peu le dépôt). Cette anomalie chimiostratigraphique est à mon avis à relier aux faits déjà pressentis pour expliquer la coupure lithologique. On pourrait y voir le témoignage d'un changement de milieu : à un milieu ouvert, oxydant, "spilitisant" où l'eau de mer serait la source de la soude, aurait succédé un milieu confiné et réducteur. Là encore, ce changement complet de milieu supposerait un laps de temps notable exempt de dépôts entre q_2 et s_N , et l'idée d'une lacune s'en trouve renforcée.

En considérant l'ensemble des données géochimiques, je discuterai à nouveau la genèse de ces particularités chimiques (p. 137). Je pense qu'il faut tenir compte de leur caractère chimiostratigraphique. En effet ces anomalies chimiques au passage q_2 - s_N se retrouvent dans les deux secteurs suivants (II.2 et II.3).

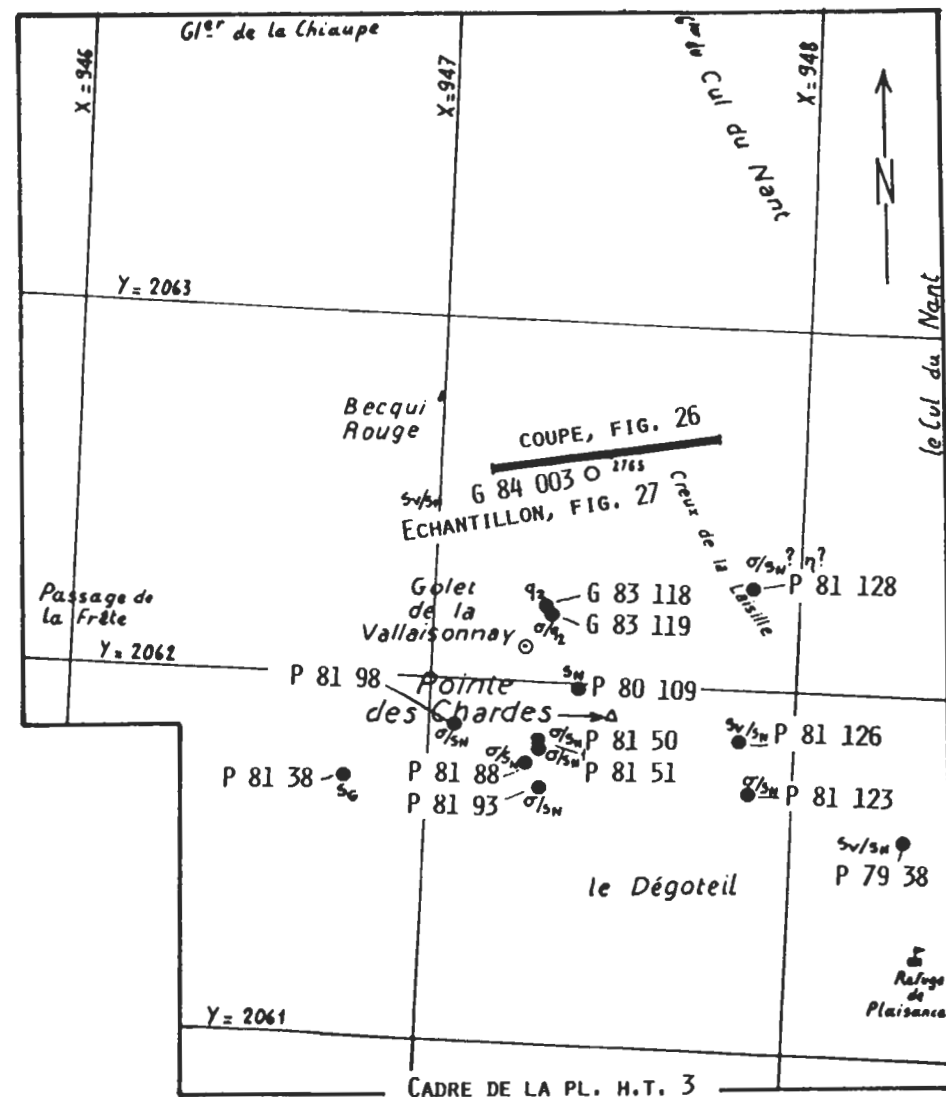
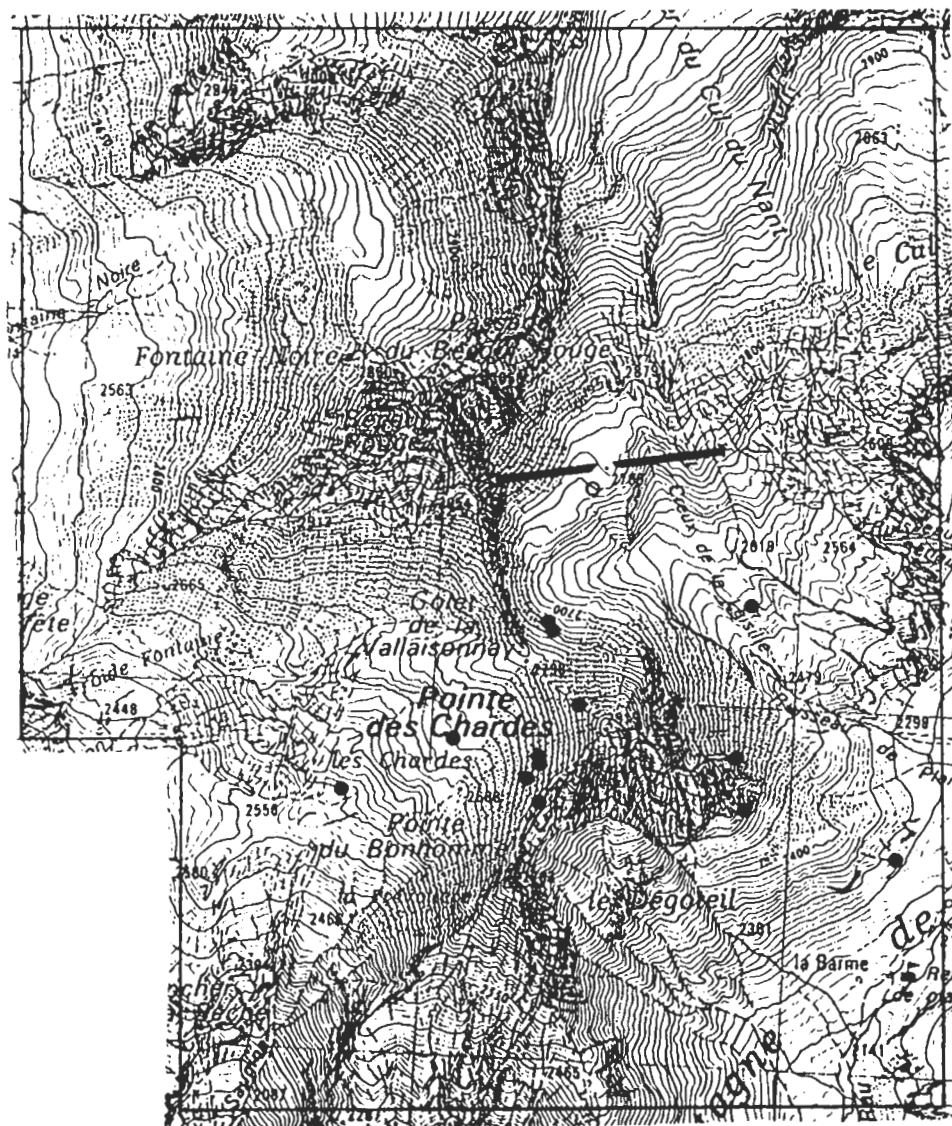


Fig. 25 - Secteur de la Pointe des Chardas. Topographie. Extrait de la feuille I.G.N. Moutiers N° 4 SUD à 1/10 000. Quadrillage kilométrique Lambert II. Localisation des échantillons et des coupes évoqués (II.2, et fig. 26 à 28).

II.2. POINTE DES CHARDES.

II.2.1. Présentation du secteur.

Cette deuxième étude de détail concerne (fig. 25) l'arête descendant au Sud du sommet de Bellecôte, avec les cirques glaciaires qui l'entament à l'Ouest (Fontaine Noire), au Sud (Froide Fontaine) et à l'Est (le Dégoteil, les Creux de la Laisille, et le Glacier du Cul du Nant). Ce secteur est délimité en figure 8, et l'on peut voir qu'outre des assises antépermienues sur lesquelles repose du Trias carbonaté, s'y trouve aussi une partie du Permien dit de Friburge (hameau, localisé en fig. 2). Le Quaternaire est plus développé qu'à Plan Richard, et les pentes plus raides, ce qui oblige à une certaine prudence dans les déambulations... et dans les interprétations. En figure 25, sur le fond topographique I.G.N., sont localisés les échantillons et les sites étudiés.

La carte géologique (pl. h.t. 3) est une synthèse de mes propres observations et de travaux antérieurs : Ellenberger (1958, et minutes inédites) ; carte Annecy à 1/250 000 (qui réalise un compromis, pour ce secteur, entre les conceptions antagonistes d'Ellenberger, 1958, et de Bocquet, 1974a) ; Raoult (1980a,b) ; Peruccio-Parison (1984).

On notera, dans le quart NW de la carte (pl. h.t. 3), la présence d'une formation A (arkoses à passées prasinitiques) à cachet antépermien (voir sa description plus précise dans l'étude du secteur suivant : II.3.5), qui semble reposer en contact tectonique sur ou contre les autres formations. Hormis cet ensemble décollé ou charrié, la carte montre du NE au SW une succession d'assises stratiformes à pendage général WSW, où l'on reconnaît les termes de la série de Plan Richard. Dans cet Antépermien, je décris une nouvelle coupe du passage q_2 - s_N . Mon but est d'abord de déterminer si certaines complications, dont les répétitions cartographiques de la barre q_2 (notées q'_2 , q''_2 , q'''_2 en pl. h.t. 3), sont une disposition antéalpine, ou si elles sont dues à la tectonique alpine. Ensuite, à l'aide de 13 analyses géochimiques (dont 11 dues à Peruccio-Parison, 1984), je peux commencer à généraliser quelques faits chimiostratigraphiques pressentis à Plan Richard (II.1.5).

Auparavant une discussion des principaux résultats de Raoult (1980a) et de Peruccio-Parison (1984) au sujet de la couverture permotriasique est nécessaire.

II.2.2. Les couvertures permienne et triasique. Travaux antérieurs, discussion.

Le Trias (t_{DC}), à l'Est des Creux de la Laisille, forme un placage continu d'un demi-kilomètre carré. Il disparaît au Nord sous la moraine frontale du Glacier du

Cul du Nant, mais affleure à nouveau en rive gauche (W) de ce glacier vers 3 000 m. Un autre groupe de petits paquets carbonatés est visible sur l'arête SW du Becqui Rouge, près du Passage de la Frête. J'ai parcouru ces divers affleurements trop rapidement pour apporter des faits nouveaux par rapport aux travaux de Raoult (1980a) et de Peruccio-Parison (1984). Pour le Permien de Friburge, également étudié par ce dernier auteur, je ne peux que reproduire le dessin cartographique du passage des schistes noirs (s_N) aux quartzites conglomératiques permien (r_{CG}).

Raoult (1980a) a décrit le détail du contact Trias-Antépermien au bord W du Glacier du Cul du Nant. Il en a conclu que le Trias repose là en discordance stratigraphique sur le substratum. Il a d'ailleurs signalé un niveau basal roux d'épaisseur métrique, analogue pour moi au faciès t_D de Plan Richard (cf. pl. h.t. 2 et fig. 12). Peruccio-Parison (1984, p. 307-310) a abouti aux mêmes conclusions que Raoult (1980a) pour le placage principal à l'Est des Creux de la Laisille. Ces affleurements ne seraient donc que le prolongement de ceux situés sur le versant opposé du Cul du Nant, moins d'un kilomètre à l'Est (les Creux Noirs; cf. pl. h.t. 2, II.1.2.b et fig. 12B). Ici, le Trias reposerait sur des niveaux plus profonds de la série antépermienne : sv , ϵ , et q_1 , au lieu de s_N et q_2 autour des Creux Noirs.

Pour les paquets carbonatés isolés du Passage de la Frête, je dispose des indications de Raoult (travaux inédits) et de Peruccio-Parison (1984, p. 322-324). S'il est à nouveau incontestablement au-dessus de l'Antépermien et plissé avec lui, le Trias pourrait être là décollé : les "schistes cendrés" du substratum sont "rougis" près du contact, et séparés localement des calcaires et dolomies par un mètre de cargneules. On notera la similitude entre ce passage et le couple de faciès tectoniques tardifs m - t_{CG} décrit à Plan Richard (II.1.2.a). J'ai de plus relevé aux alentours (Froide Fontaine, Fontaine Noire : pl. h.t. 3) une schistosité de fracture tardive, subverticale et orientée E-W. Pour moi, comme j'ai essayé d'en rendre compte sur la carte, la phase 3 pourrait avoir fortement affecté ici la disposition des assises, avec notamment une faille verticale E-W au bord sud des arkoses du Becqui Rouge (assise indiquée A). C'est peut-être dans cette faille ou un de ses satellites que ces paquets carbonatés sont coincés en synclinaux étroits. Mais rien ne prouve qu'ils aient subi un long déplacement. Cette hypothèse d'une parautochtonie du Trias près du Passage de la Frête est renforcée par la proximité de Permien, également redressé et orienté E-W à cet endroit.

Ce Permien de Friburge a été un des sujets de la thèse de Peruccio-Parison (1984), dont j'utilise ici les résultats. Le Permien reposerait en série normale et en contact stratigraphique sur son substratum.

Le détail du passage des schistes noirs au Permien (Peruccio-Parison, 1984, p. 53) montre des similitudes avec les autres coupes de ce passage dans le massif de Bellecôte (banc vert sombre chloriteux et bancs calcareux ; arrêt des sills ou coulées volcaniques (?) fréquents dans le substratum ; voir Guillot et Raoult, 1984, et ce mémoire, § IV.3.2). Je peux ajouter que les derniers mètres de schistes noirs contiennent des passées rouille demi-métriques de quartzites conglomératiques, d'où la notation r_N de la carte (pl. h.t. 3), pour ce probable remaniement sur place de s_N , remaniement entrecoupé d'apports grésos-conglomératiques.

De plus cette assise basale r_N peut se suivre au Sud sans variation apparente d'épaisseur ni accident importants : les photographies aériennes ont été ici largement utilisées pour en dessiner le tracé cartographique (cette possibilité est rare en Vanoise). On notera que les contacts sont décalés par des failles E-W, inverses et/ou décrochantes senestres, qui paraissent donc avoir le même âge que celles du Passage de la Frête et que la schistosité associée : elles pourraient relever aussi de la phase 3 (cf. IV.1).

Une constatation paléogéographique, déjà évoquée par Peruccio-Parison (1984, p. 325), s'impose alors à la lecture de la carte (pl. h.t. 3) : épais de 200 m ou plus à l'Ouest du Golet de la Vallaisonnay, le Permien manquerait complètement à moins d'un kilomètre de là, sous le Trias autochtone des Creux de la Laisille. On peut déduire de cette constatation l'existence au Permien de zones hautes et de zones basses :

- dans les zones basses s'est déposée une épaisse série permienne détritique (sur laquelle le Trias moyen viendrait en concordance stratigraphique ?) ;
- dans les zones hautes, le Permien ne s'est pas déposé et/ou a été érodé avant la transgression marine du Trias moyen ; ce dernier repose donc directement sur le substratum antépermien.

Une étude plus poussée des caractères sédimentologiques des conglomérats permien (granulométrie des fragments de schistes noirs qu'ils contiennent, par exemple) permettrait peut-être d'appuyer cette hypothèse. Elle implique que des mouvements tectoniques ont accidenté ce secteur avant le Trias moyen. L'objet du paragraphe suivant est de montrer que des traces géométriques de cette paléotectonique pourraient avoir été préservées dans le substratum antépermien.

On pourra noter la ressemblance que ce secteur de Vanoise aurait présenté avec les massifs cristallins externes à la même époque (Belledonne, par exemple), où un Trias calcaréodolomitique réduit est seul présent sur le socle antéhouiller, à quelques kilomètres de profonds grabens emplis de conglomérats permien (Permien d'Allevard, sur la carte géologique Domène à 1/50 000, par exemple), ou de gypses triasiques épais (Champ-sur-Drac, sur la feuille Vizille). Cette similitude sera reprise en compte dans le chapitre V.

II.2.3. Géométrie antéalpine du substratum.

Selon moi les répétitions cartographiques de la barre q_2 (fig. 26) ne doivent rien à la tectonique alpine, mais seraient stratigraphiques, et peut-être contrôlées

(légendes des figures 26 à 28)

Fig. 26 - Coupe schématique de la base des schistes noirs des Creux de la Laisille.

Les symboles placés au-dessus de la coupe correspondent aux subdivisions lithostratigraphiques de la carte (pl. h.t. 3 ; s'y référer également pour localiser le point coté 2765 et les névés). G84 003 : métacinérite (cf. fig. 27).

Lithologie (en cartouches).- 1 : schistes noirs pyriteux, à passées charbonneuses métriques - 2 : schistes gris, moins fissiles, avec passées décimétriques vert olive pâle à patine pulvérulente rouille (cf. fig 27) - 3 : arkoses du Becqui Rouge, ici rougies à leur base (bréchification associée à un décollement alpin de phase 3) - 4 : roches vertes à texture porphyrique, à actinotes millimétriques - 5 : roche claire quartzeuse feuilletée - 6 : schistes vert pâle albitiques, ou chloritoschistes.

Par rapport à Plan Richard (fig. 21 par ex.) où ces termes de passage feraient défaut ou seraient plus réduits (cf. η_2 , au § II.1.4), on notera la transition apparente de q_2 à s_N , avec des récurrences volcaniques. Les alternances de faciès basiques et acides suggèrent qu'ils sont issus du même magma primitif, malgré la différenciation poussée des seconds (teneurs de l'ordre de 90 % en SiO_2 , probablement exagérées par des silicifications secondaires liées aux processus de spilitisation). Les intercalations de schistes noirs ou gris avec ces faciès ignés laisseraient supposer que s_N , sédiment sodique, serait un produit du démantèlement de telles roches ignées.

Fig. 27 - Métacinérite à la base des schistes noirs (échantillon G84 003, dessin de plaque mince ; loc. en fig. 25 et 26 ; X = 947,5 ; Y = 2 062,5 ; Z = 2 760 m).

L'échantillon est issu de lits décimétriques vert pâle, au sein de schistes gris. Sur un fond fin de quartz et chlorite (non figurés), la foliation est marquée par des traînées sombres (L : leucoxène et oxydes), et par l'allongement de prismes aciculaires d'actinote (Ac 2). Cette foliation est elle-même reprise par des plis millimétriques. Malgré ces déformations, il semble avoir subsisté des quartz (Q) subautomorphes à contour anguleux et dentelé, parfois hexagonal, des albites trapues (Ab : pseudomorphoses de plagioclases ?), et des actinotes à section arrondie montrant deux clivages (Ac 1 : ex-hornblendes ou pyroxènes ?).

Les analyses chimiques de faciès similaires (sv/s_N , sv/s_R : cf. annexes 1 et 2) n'ont pas montré de différences significatives avec la composition "dacitique" des schistes noirs ou gris (cf. III.3.2.a).

Fig. 28 - Reconstitution du paléograbén (hypothétique) de la Pointe des Chardes (schéma d'après la pl. h.t. 3 ; mêmes indices ; double trait : loc. de la fig. 26).

Cette coupe est obtenue en décalquant la disposition cartographique des assises. s_G et q^m_2 pourraient être des termes antérieurs à s_N , préservés seulement (ou déposés seulement) dans la zone effondrée méridionale. Les failles indiquées ne sont probablement pas toutes de même âge : on aurait eu d'abord un jeu antépermien (variations d'épaisseur, décalages) ; puis ce grabén a dû fonctionner au cours du Permien et du Trias ; de plus la faille F est jalonnée de roches broyées rougies, signes d'un rejeu alpin tardif (phase 3).

Si on a réellement là les traces d'une tectonique distensive synchrone des dépôts antépermien, ceux-ci sont probablement sous-marins : aucun conglomérat, qui signifierait une émergence, n'est connu avant le Permien.

par des événements tectoniques synchrones de leur dépôt. On notera d'abord que la surface de base du Permien et celle du Trias sont en grand peu accidentées : le niveau basal r_N pend régulièrement à l'Ouest (sauf peut-être au Passage de la Frête, où un serrage N-S tardif aurait redressé toutes les assises) ; le Trias des Creux de la Laisille pend au Sud-Est d'une dizaine de degrés. Entre eux, le substratum affleurerait donc dans un enclèvement antiforme d'axe NNW-SSE passant par le Golet de la Vallaisonnay. Les pentes qui vont du Dégoteil jusqu'au placage principal de Trias (t_{DC}) offrent à mon avis une coupe naturelle de la disposition anté-alpine de la série : presque partout les assises sont en effet monoclinales, à fort pendage ouest, et on a donc comme une coupe vue en carte.

A partir du névé des Creux de la Laisille et vers le Nord, l'Antépermien forme des bandes cartographiques régulières. Les principaux termes sont, de l'Est à l'Ouest, q'_2 , η , s_N , q''_2 , s_N , de puissances constantes sur presque un kilomètre de long. La coupe que j'ai levée près du point 2765 (fig. 26) est parallèle à celle fournie par Peruccio-Parison (1984, p. 44) mais légèrement plus septentrionale, ce qui permet d'éviter une zone perturbée par des failles E-W. Fait allant dans le même sens que la régularité des bandes cartographiques, cette coupe ne fournit aucun indice d'une répétition tectonique alpine. Au contraire, dans le détail, on a des passages progressifs dont la polarité est constante : ils suggèrent tous une modification des dépôts caractérisée par l'arrivée des schistes noirs, dilués au début dans de possibles répliques d'une activité volcanique du type de celle qui avait engendré sv , η , η_2 et q_2 . Un échantillon de ces faciès verts de transition (s_{GV}) a montré au microscope une texture de cinérite bien préservée (fig. 27). Cette préservation, tout en indiquant l'origine volcanique de ces sédiments, rend encore plus improbable une tectonisation alpine intense en ce lieu (tels les plis aigus isoclinaux d'axe N-S suggérés par les coupes de Peruccio-Parison, 1984).

Au Sud du névé des Creux de la Laisille la barre q_2 , déjà double plus au Nord, devient triple. Les intercalations quartzeuses et prasinitiques semblent alors diverger, et peut-être s'interrompre : au Dégoteil n'affleurent plus que des schistes gris monotones (s_G). Selon moi ce dispositif est l'amorce d'un épaississement, sous la discordance basale permotriasique, des assises supérieures de la série antépermienne, épaississement qui serait une caractéristique des secteurs plus méridionaux.

Au Sud-Est, seuls des schistes noirs ou des "grauwackes" grises (Peruccio-Parison, 1984) apparaissent sous le Trias au pied du massif de la Vallaisonnay (Broudoux, 1985) ; dans le reste de l'Antépermien connu au Sud de ce secteur en Vanoise septentrionale, ce sont toujours des assises monotones, schisteuses et grises, qui assurent le passage au Permien (secteur du Grand Bec de Pralognan ; travaux inédits de Mériaux et Raoult ; Broudoux, 1985). Dans ce

mémoire, une cartographie sommaire de ces secteurs a pu être dressée grâce aux indications des auteurs cités (voir schéma structural, en pl. h.t. 1).

La figure 28 est un schéma (tiré de la carte) où j'ai indiqué des failles antétriasiques possibles, compatibles avec les tracés cartographiques observés des barres q₂. Ce système de failles normales E-W, et les variations d'épaisseur de la couverture, indiqueraient l'existence d'un paléograbén permotriasique.

Un fonctionnement antérieur des cassures, contemporain du début du dépôt des schistes noirs, pourrait être invoqué pour expliquer le triplement de q₂, en admettant que certains dépôts (coulées de lave comprises) ne se seraient produits (ou n'auraient été préservés) que dans ce fossé subsident. Mais je ne dispose d'aucune indication de terrain en ce sens. Il faudrait une analyse lithostratigraphique et une cartographie plus fines.

Une reprise de cette zone de faiblesse par les mouvements alpins tardifs (phase 3 ; cf. chap. IV) est probable, puisqu'en certains points des Creux de la Laisille les roches paraissent broyées, rougies, le long de zones E-W étroites (non cartographiées). Enfin la limite sud des arkoses (A) du Becqui Rouge, qui semble de nature tectonique, a encore cette orientation, et montre aussi ces faciès rougis.

II.2.4. Corrélations chimiostratigraphiques. Conclusions.

Treize analyses d'échantillons prélevés dans ce secteur sont considérées ici (fig. 25 et tabl. 2). Onze sont dues à Peruccio-Parison (1984). A part l'échantillon 81 128 (roche verte étirée), qui provient de la rive orientale des Creux de la Laisille, tous ont été pris au-dessus de la limite supposée des gabbros. Quatre d'entre eux (81 123, 81 126, 83 118, 83 119) seraient à ranger dans la large zone de passage aux schistes noirs, qui comprend des passées quartzeuses à intercalations de roches vertes et des schistes gris ou verts (fig. 26). Les huit autres, à l'Ouest du Golet de la Vallaisonnay, représenteraient les schistes noirs et leurs sills. Plusieurs faits rappellent les données de Plan Richard (rassemblées en fig. 14B).

Dans la zone de passage à **s_N** (cf. II.1.5.c) la roche quartzeuse (83 118) est de nouveau "hypersiliceuse", et les roches vertes (81 123 et 83 119) ont encore une perte au feu élevée. On constate aussi que trois échantillons issus de cette zone ont des teneurs en alcalins anormales en ce que la teneur en K₂O atteint ou dépasse celle en Na₂O (tabl. 2).

Les métasédiments prélevés ici sont comparables à ceux de Plan Richard, avec leur composition de "dacite" due à la richesse en sodium. Pour les sills dans **s_N** (σ/s_N), rencontrés auparavant une seule fois et avec un aspect très altéré (G 83 110, en fig. 14B), on peut se borner à constater l'homogénéité apparente des analyses, où le fer et le titane sont abondants (résultats d'ensemble sur ces faciès : cf. III.3.3).

FACIES	SV/SN	SN	SG	σ/SN	σ/SN	σ/SN	σ/SN	σ/SN	σ/SN	SV/SN	σ/SN ?	q2	σ/q2
NUMERO	79 38	80 109	81 38	81 50	81 51	81 88	81 93	81 98	81 123	81 126	81 128	83 118	83 119
MAJEURS (%)													
SiO ₂	61,88	63,86	65,57	46,27	46,80	46,98	47,11	47,43	48,26	65,97	45,69	92,56	46,21
Al ₂ O ₃	14,10	15,14	15,03	15,04	14,98	14,05	15,28	13,55	13,32	16,04	15,74	3,21	13,45
Fe ₂ O ₃ tot.	8,69	6,35	7,76	11,70	11,91	12,94	12,53	15,77	15,00	5,94	11,86	0,55	12,34
MnO	0,10	0,11	0,05	0,21	0,21	0,23	0,21	0,25	0,27	0,07	0,19	0,02	0,23
MgO	2,61	2,67	1,19	7,51	7,46	6,65	7,27	5,64	5,25	2,08	7,38	0,16	5,88
CaO	1,00	3,51	0,47	9,60	9,30	9,39	10,00	9,45	9,02	0,19	8,45	0,00	6,85
Na ₂ O	4,92	4,43	5,97	2,53	2,62	3,05	1,81	1,20	0,04	4,07	3,41	0,18	3,59
K ₂ O	0,99	1,33	0,09	0,02	0,06	0,16	0,05	0,08	0,15	1,90	0,18	1,03	0,39
TiO ₂	1,02	0,87	0,88	2,23	2,14	2,51	2,41	3,12	2,87	0,72	1,49	0,07	2,55
P ₂ O ₅	0,37	0,14	0,26	0,25	0,28	0,34	0,32	0,48	0,50	0,11	0,15	0,00	0,32
P-F	2,82	2,04	2,00	3,20	3,08	2,80	3,46	3,24	4,93	2,53	5,35	0,77	7,13
TOT.MAJ.	98,50	100,45	99,27	98,56	98,94	99,10	100,45	100,21	99,61	99,62	99,89	98,55	98,94
TRACES (ppm)													
Ba	197	463	32	35	37	58	35	39	52	582	34	170	54
Co	45	45	47	109	131	548	112	106	136	57	91	150	45
Cr	10	138	10	288	260	216	235	87	113	121	84	5	225
Cu	5	5	5	16	60	46	29	23	40	5	47	5	5
Ni	19	33	15	105	115	206	96	52	63	47	73	27	70
Sr	44	294	47	551	546	326	610	471	454	74	151	5	208
V	82	137	97	284	273	300	278	344	312	133	241	5	329
Rb	26	35	5	5	5	5	5	5	5	69	13	10	5

Tabl. 2 - Analyses chimiques de roches du secteur de la Pointe des Chardes (numéros 80 xxx et 81 xxx : dues à Peruccio-Parison, 1984 ; points de prélèvement en fig. 25 ; descriptions des roches en annexe 1).

Les analyses de schistes noirs, gris, ou verts, révèlent des teneurs élevées en soude, fait général dans les métasédiments antépermien de Vanoise septentrionale. Les roches vertes, probables sills au sein des sédiments précédents, ont des teneurs élevées en fer et titane, le moins riche en ces éléments étant l'échantillon 81 128, qui est aussi le plus riche en Al, et le plus bas dans la série : il se rapprocherait des gabbros. On trouvera dans le chapitre III une interprétation de ces diverses familles géochimiques.

Deux analyses seulement (81 123 et 83 118) montrent un pourcentage de Na₂O inférieur à celui de K₂O, et dans un autre cas (81 126) ce dernier est relativement élevé. Comme à Plan Richard, ces roches "anormales" ont été prélevées à proximité de la coupure q2-sN. La zonation chemostratigraphique mise en évidence à Plan Richard se retrouverait donc ici, pour autant que permette d'en juger la maille assez lâche de l'échantillonnage : celui-ci, effectué à titre exploratoire et par deux auteurs différents, mériterait d'être complété, accompagné d'une analyse lithostratigraphique plus fine. Entre autres questions, la nature des roches de type q2, ou la distinction lithostratigraphique entre les roches basiques mises en place avant et après le dépôt des schistes noirs, pourraient ici trouver des éléments de réponse.

On retrouve des constatations chimiostratigraphiques faites à Plan Richard (II.1.5). Même rapide et schématique, l'étude de ce second secteur apporte donc des précisions à l'histoire antéalpine, et antépermienne, de Bellecôte :

- les constatations et hypothèses faites sur la couverture permienne et triasique suggèrent, comme à Plan Richard, que le Sud-Est de Bellecôte a constitué une zone haute (horst ?) pendant le Permien et le Trias inférieur au moins ; limitant cette zone haute au Sud-Ouest, on aurait dans la Pointe des Chardes un paléograbén, témoin de mouvements tectoniques distensifs au Permien et/ou au début du Trias ; la discordance basale de la couverture triasique sur l'Antépermien serait localement d'angle notable (plissements antépermiens ? cf. IV.5.4.a) ;
- la polarité proposée pour la série antépermienne (fig. 12B) peut encore être admise ici, et même confirmée, avec les schistes noirs supposés représenter l'assise la plus récente : leur épaisseur serait en effet notable au sein du paléograbén précédent, où, comme c'est de règle plus au Sud, ils sont surmontés par un Permien épais ;
- l'idée d'une lacune au passage q2-sN ressort de l'étude du secteur de Plan Richard, où ne semblent guère exister de transitions d'un terme à l'autre ; cette idée aurait une confirmation avec la présence dans la Pointe des Chardes d'une série plus complète ; on pourrait voir dans cette différence entre les deux secteurs des indices d'une tectonique distensive synchrone des dernières émissions, alternativement acides et basiques, qui ont engendré la partie inférieure de la série.

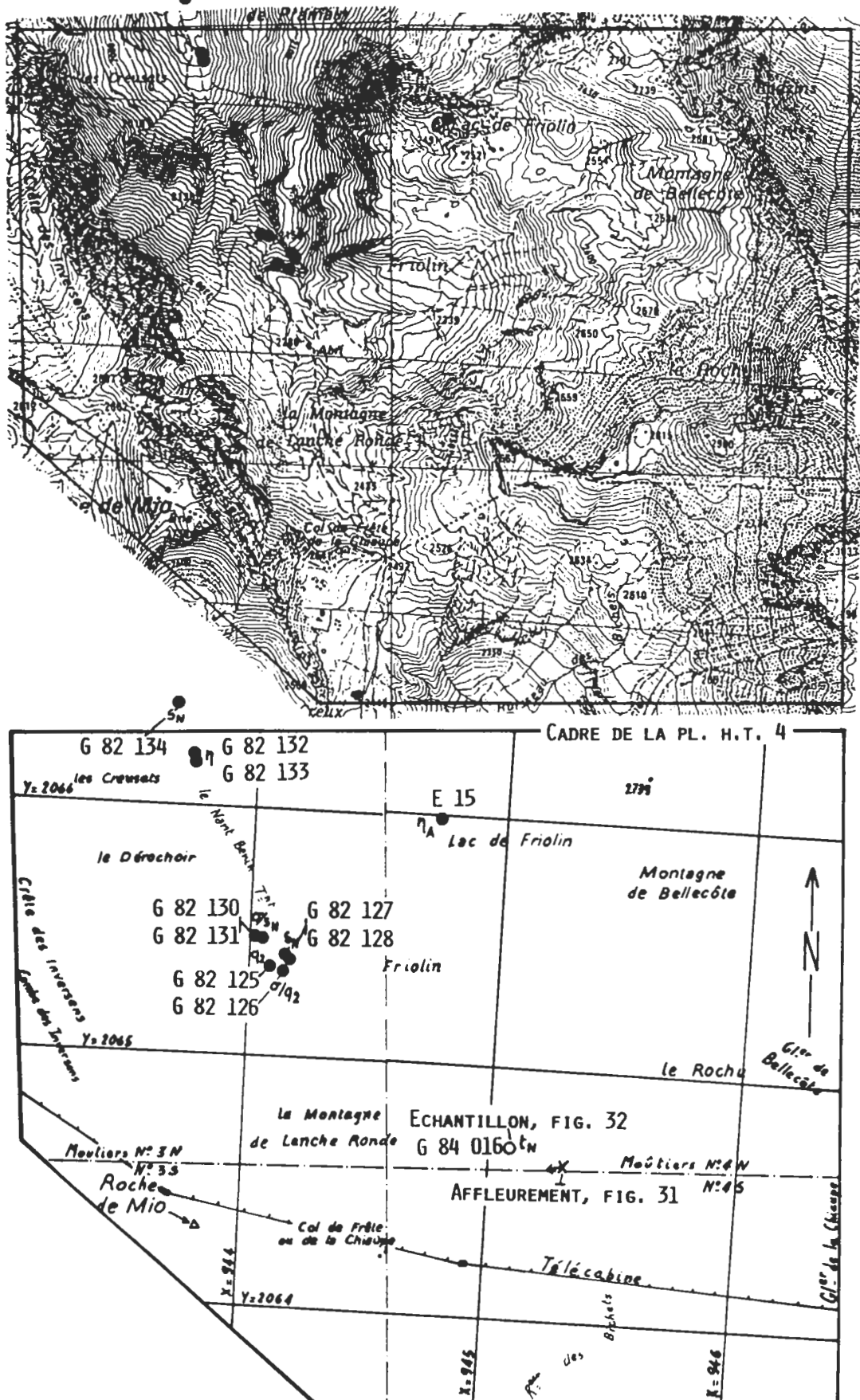


Fig. 29 - Secteur du col de la Chiaupe. Topographie. Extraits des feuilles I.G.N. Mouliers N° 3 SUD et NORD, N° 4 SUD et NORD, à 1/10 000. Localisation des affleurements et échantillons étudiés (II.3 et fig. 30 à 32).

II.3. COL DE LA CHIAUPE - FRIOLIN.

II.3.1. Présentation. Les contacts anormaux majeurs.

Comme pour les secteurs précédents, le fond topographique I.G.N. est reproduit (fig. 29), avec la localisation des points évoqués dans les illustrations (fig. 31, 32) et le tableau (tabl. 3) qui accompagnent le texte (la coupe synthétique, très schématique, de la figure 30, est pour sa part inspirée de la carte générale - pl. h.t. 1). Le document de base pour cette étude est de nouveau une carte géologique à 1/10 000 (pl. h.t. 4), mais cette fois la relative complexité de la tectonique alpine m'oblige à joindre à la carte un schéma structural, document par vocation plus interprétatif, et donc plus discutable.

En figure 8, on trouvera la situation de ce secteur dans Bellecôte. Deux contacts anormaux alpins importants y formeraient, à leur jonction, ce qu'on peut désigner comme un point triple tectonique : le contact (zone α) entre flanc normal (au S) et flanc inverse (au N) du pli couché de Bellecôte, disparaîtrait sous le chevauchement Φ , ce dernier tronquant par le bas la série de la Roche de Mio (à l'W). La délimitation proposée pour ces trois unités figure sur le schéma structural joint à la carte (pl. h.t. 4). L'architecture alpine proposée pour ce secteur est complexe. Trois séries au moins sont à envisager, l'une pentée à l'Ouest (Roche de Mio), la seconde retournée (flanc inverse), la troisième en grand normale (flanc normal). Les assises grises et noires σ_R (série de la Roche de Mio), comme A et s (qui occupent l'Est du secteur, et sont attribuées au flanc normal), riches en passées de roche verte (σ), sont à ranger dans l'Antépermien, et sont donc à replacer dans sa colonne lithostratigraphique.

Cependant, pour toutes ces questions et notamment le choix de l'unité à laquelle il faudrait rattacher A et s, le Quaternaire masque trop de contacts entre formations, **supposés** selon les cas stratigraphiques ou tectoniques, mais dont l'observation est impossible. Aussi, cette étude locale pourra sembler plus entachée de suppositions gratuites que les deux premières. On pourra considérer cette partie (II.3) comme un essai d'application des résultats lithostratigraphiques précédents. Malgré des incertitudes, on parvient en effet à reconnaître ici (pl. h.t. 4) des assises, et même (dans le flanc inverse) une succession d'assises, décrites dans les parties précédentes.

II.3.2. Série de la Roche de Mio. Le problème de sa limite orientale.

Pour accéder au col de la Chiaupe par l'Ouest en venant de La Plagne (fig. 2), on peut emprunter une télécabine qui franchit d'abord la Crête des Bourtes, effilée

et presque méridienne, constituée de quartzites werféniens (pl. h.t. 1). Au milieu de la combe suivante (Combe des Inversens), creusée par l'érosion dans des schistes clairs permien, passe la limite ouest du secteur considéré ici (assises notées **r_v**, **r_{CG}**, **r_C**, décrites en pl. h.t. 1). Une seconde crête subméridienne, dite des Inversens, culminant à la Roche de Mio (2 739 m), est formée de schistes monotones (**s_R**), noirs, gris, ou verdâtres, à passées prasinitiques (**σ**), similaires donc en première analyse aux schistes noirs ou gris (**s_N**, **s_G**) des secteurs précédents. Avec le Werfézien et le Permien que je viens d'évoquer, on aurait là une série en grand normale pentée à l'Ouest. Elle a déjà été décrite (Ellenberger, 1958 ; Ainardi, 1976 ; Guillot et Raoult, 1984).

Le Permien et les quartzites du Werfézien totalisent plus de 800 m d'épaisseur. Des corrélations y sont envisageables avec le Permien et le Trias inférieur de la zone houillère décrits par Fabre et Feys (1966). Comme l'avait suggéré Ellenberger (1958), le Permien reposerait en discordance sur les schistes **s_R**, que nous avons désignés comme du Carbonifère (Guillot et Raoult, 1984 ; ces terrains ne constituaient pas l'objet principal de cette note, consacrée au Permien).

L'assise antépermienne **s_R** s'interrompt au pied des pentes orientales, raides et coupées de nombreux couloirs d'avalanche, de la Roche de Mio. Cette interruption serait la marque du chevauchement, par la série de la Roche de Mio tronquée à sa base, sur le Trias du col de la Chiaupe (**t_{CG}**, **t_{DC}**).

Ce "rétrocharriage" à vergence apparente à l'Est (d'où ce préfixe "rétro-") a été signalé par Ellenberger (1958). Au Col de la Chiaupe, l'assise **s_R** surmonte géométriquement du Trias carbonaté, avec des calcaires et dolomies (**t_{DC}**), des cargneules (**t_{CG}**), et peut-être du gypse (dolines au SW immédiat du col ; fig. 29 et pl. h.t. 4), et du Permien (**r_{CG}**, **r_S**). Ce chevauchement, qui se traduirait par une superposition anormale (Antépermien **s_R** sur Trias et Permien), se suivrait au Sud du col, avec les mêmes critères, jusqu'à la vallée de Champagne (Peruccio-Parison, 1984, et schéma structural de ce mémoire, en pl. h.t. 1). Au Nord du col, les lacunes d'observation dues au recouvrement quaternaire, et la disparition probable du Trias et du Permien précédents, rendent plus hypothétique le tracé du chevauchement.

Je crois qu'il se poursuit au pied des raides pentes orientales de la Crête des Inversens (puis plus au Nord dans le Permien de la rive gauche du Nant Benin : voir discussion au IV.5.3, § 2)). Cette supposition découle surtout des hypothèses lithostratigraphiques émises sur l'Antépermien des secteurs précédents. Les arguments morphologiques (rupture de pente : voir fig. 29) ou géométriques (**s_R** en position haute) ne peuvent suffire. On retiendra seulement les points suivants :

- a) le repos de **s_R** sur un petit paquet de Permien (**r_{CG}** ; X = 943,7 ; Y = 2065,2 ; Z = 2400 m) qui semble rattachable au Permien affleurant près du col ;
- b) 500 m au NW (les Creusats), **s_R** domine des schistes noirs charbonneux riches en pyrite (**s_N**), que j'ai distingués des schistes **s_R** (gris, verts, et parfois noirs, mais alors moins charbonneux que **s_N**, et pauvres en pyrite), et qui se rattacheraient à une série retournée (voir II.3.3) ;

- c) le Trias et le Permien du col de la Chiaupe semblent autochtones sur leur substratum, substratum par ailleurs différent de s_R (voir plus loin l'étude du flanc normal, et aussi fig. 31 et 32) ;
- d) aux points a) et b), la base de s_R , quoique difficile à observer avec précision (glissements en masse, difficultés d'accès), semble pentée à l'Ouest, comme la schistosité de phase 2. C'est un argument pour voir là un chevauchement ou une faille inverse de phase 2.

II.3.3. La série du flanc inverse.

Le contact entre flanc normal et flanc inverse est jalonné selon moi par des métamylonites de phase 1. Leur étude est capitale pour ce mémoire, mais serait trop hasardeuse ici faute de continuité entre les affleurements. Même si ces faciès métamylonitiques sont visibles ici (M, en pl. h.t. 4), et m'ont servi à fixer à peu près la limite entre flanc inverse (au N) et flanc normal (au S), leur description est plutôt à faire dans une coupe, hors de ce secteur, où l'on peut observer la progression des faciès (cf. IV.3).

Dans la gorge du Nant Benin et sur les versants qui l'encadrent à l'Ouest et à l'Est, entre 1800 m et 2200 m d'altitude, on a de bas en haut (du Nord au Sud en remontant la gorge), apparemment au-dessus du Permien bleuté séricito-albitique r_B , la succession suivante (fig. 30) : s_N , q_2 , η . Il y a là une série antépermienne semblable à celle de Plan Richard (fig. 14B), mais retournée et privée de sa partie inférieure (ϵ), probablement par la tectonique alpine. Cette série aurait été de plus surmontée (avant le renversement de l'ensemble) par un puissant Permien schisteux (r_B). La zonation chimiostratigraphique décrite précédemment se retrouve ici, avec, pour cette série antépermienne retournée, dix analyses d'échantillons (tabl. 3), dont neuf proviennent de la gorge du Nant Benin (fig. 29). Enfin on remarquera l'apparente disparition latérale de l'assise q_2 dans le massif de Friolin vers le Nord (fig. 30, et coupe AA en pl. h.t. 4), fait également soupçonné à Plan Richard (cf. II.1.4, rubrique η_2 , où cette possibilité est discutée).

Je suppose de plus que le Permien sous-jacent (r_B) représente la couverture stratigraphique de s_N , retournée avec l'Antépermien. Dans le territoire couvert par la carte (pl. h.t. 4), le contact avec cette couverture permienne n'est pas visible. Seule assise donnant des affleurements continus, les gabbros (η) forment une dalle en surface structurale, hachée de failles récentes (Goguel, 1969), qui porte le lac de Friolin et se termine, à 500 m du bord nord du secteur considéré, par la Pointe de Friolin (pl. h.t. 1). Sous ce sommet, les arêtes NE et NW montrent une succession similaire à celle de la gorge du Nant Benin (fig. 30), sans q_2 toutefois, où l'on peut observer les faciès calcaires qui jalonnent la base stratigraphique du Permien dans

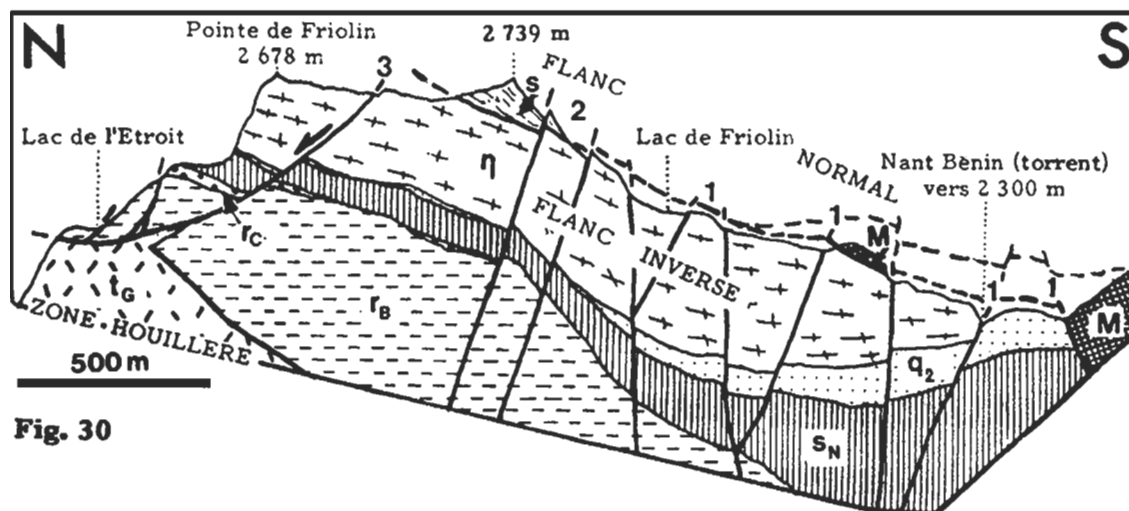


Fig. 30

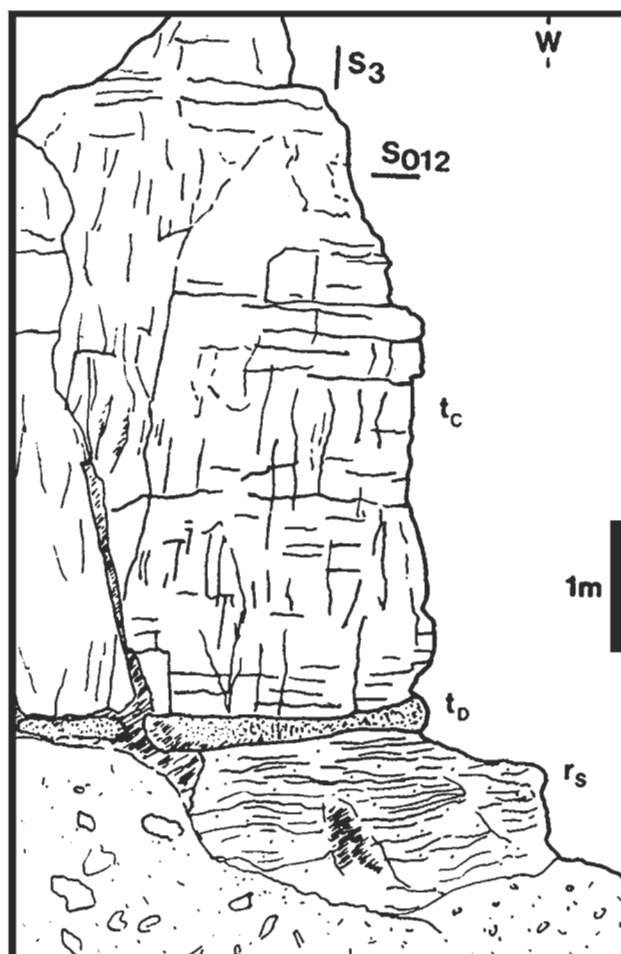


Fig. 31

(légendes des figures 30 et 31)

Fig. 30 - Coupe synthétique (très simplifiée) du massif de Friolin.

Indices des formations : comme en pl. h.t. 1, dont ce dessin schématique est inspiré. 1, 2, 3 : chronologie du jeu des failles quaternaires.

FLANC INVERSE.- Les assises schisteuses, r_B et s_N , à la base, seraient restées solidaires des assises rigides surincombantes, sans décollement majeur. q_2 manquerait dans la Pointe de Friolin (ou serait réduite à quelques passées décimétriques au mur des gabbros), mais cette lacune, rencontrée aussi dans le flanc normal, peut être stratigraphique.

On aurait là une série antépermienne retournée semblable à celle de Plan Richard, dont la polarité stratigraphique serait la même : s_N est la dernière assise antépermienne.

Le **FLANC NORMAL** surmonterait le **FLANC INVERSE** par l'intermédiaire de mylonites (M) de phase 1. Celles-ci manquent parfois (point 2739), ce qui pourrait indiquer un rejeu du contact en phase 2 ou 3.

ZONE HOUILLERE.- Le gypse qui la coiffe ici est épais. Sa dissolution pourrait expliquer les nombreuses failles quaternaires. Les plus anciennes (1), à ressaut encore net mais émoussé par des stries glaciaires, auraient fonctionné avant la déglaciation würmienne. Une seconde génération (2) "tranche même les éboulis" (Goguel, 1969). S'y ajoutent des tassements de versant (3), qui ont engendré des éboulements de gros blocs de gabbros en 1982. Une estimation de la vitesse de dissolution des gypses a été tentée (G. Rovera, Grenoble, thèse en cours).

Fig. 31 - Contact entre le Trias carbonaté et le Permien à l'Est du Col de la Chiaupe. Dessin d'après photographie (loc. en fig. 29).

On voit ici la pointe orientale de la "butte-témoin" triasique portant le point coté 2 663. Les éboulis masquent le contact avec l'Antépermien. Le Permien (r_S) est ici représenté par des séricitoschistes à toucher onctueux, blancs, vert pâle, violacés, ou gris, à taches ou petits lits ankéritiques roux, caractères évoquant le Permotrias. Le niveau dolomitique roux à trame phylliteuse noire (t_D), et les calcaires marmoréens rosés à patine grise (t_C), sont attribués au Trias.

Cette succession carbonatée ressemble à celles de la figure 12, mais serait ici moins plissée (?). Les calcaires sont affectés par une fracturation S_3 verticale orientée E-W, transposée en petites ondulations souples dans les schistes permien. La stratification et la foliation seraient transposées dans la schistosité régionale de phase 2, notée donc S_{012} , pentée à l'Ouest de 10° à 30° .

La répétition de successions lithostratigraphiques similaires, en série normale (Antépermien surmonté de Permien puis de Trias), le long de plusieurs kilomètres de falaise, incite (après Raoult, 1980a) à admettre qu'il ne peut pas s'agir d'un empilement tectonique fortuit, mais uniquement d'une succession stratigraphique.

FACIES	η_A	η	η	q2	$\sigma/q2$	s_N	s_N	s_N	σ/s_N	σ/s_N
Remarques		bloc éboulé	bloc éboulé					paquet glissé		
NUMERO	E 15	82 132	82 133	82 125	82 126	82 127	82 128	82 134	82 130	82 131
MAJEURS (%)										
SiO ₂	54,70	49,69	51,84	92,85	48,09	64,78	62,48	61,18	47,83	47,11
Al ₂ O ₃	17,20	19,53	19,06	3,12	13,72	15,10	16,01	16,75	12,74	14,10
Fe ₂ O ₃	*10,10	7,10	7,51	1,35	13,58	6,02	6,31	6,68	16,15	13,37
MnO	0,14	0,12	0,13	0,03	0,22	0,09	0,09	0,10	0,27	0,20
MgO	4,20	5,67	4,47	0,29	5,33	2,57	2,44	3,09	4,93	6,44
CaO	3,80	8,42	8,13	0,09	9,45	1,37	1,18	0,08	9,72	9,67
Na ₂ O	5,50	3,92	3,67	0,00	2,80	4,02	4,14	3,40	1,20	2,64
K ₂ O	0,15	0,39	1,03	0,92	0,06	1,99	2,03	2,49	0,09	0,62
TiO ₂	1,20	0,77	1,01	0,16	2,41	0,80	0,80	0,93	3,16	2,34
P ₂ O ₅	0,54	0,00	0,09	0,00	0,34	0,11	0,11	0,50	0,70	0,67
P-F	2,90	3,10	2,70	1,14	4,49	2,59	2,93	3,51	3,25	2,80
TOT.MAJ.	**100,43	98,71	99,64	99,95	100,49	99,44	98,52	98,71	100,04	99,96
TRACES (ppm)										
Ba		104	212	117	28	476	506	643	74	224
Co		68	80	+150	107	51	56	64	124	111
Cr	non	107	63	16	175	90	51	5	35	198
Cu		5	5	5	5	5	21	26	32	27
Ni		28	26	36	65	53	50	53	64	92
Sr		353	342	5	272	100	45	37	428	404
V	dosés	153	158	5	268	130	126	160	333	273
Rb		5	21	19	5	51	61	63	12	15

Tabl. 3 - Analyses chimiques de roches dans le secteur du col de la Chiaupe.
Localisation des prélèvements en figure 29, description en annexe 1. E 15 : dû à Ellenberger (1958, p. 121, annexe II, et pl. 14,8). 82 xxx : prélevés par A. Ploquin et J.F. Raoult. * : Fe₂O₃ remplacé par Fe₂O₃ + 1,1 x FeO ; données de Ellenberger : 6,00 % de FeO, et 3,50 % de Fe₂O₃ - ** : total corrigé (même motif), augmenté de 0,60 % - + : pollution au broyage.

Les dix échantillons considérés proviennent tous de la série inverse décrite en figure 30. On pourra noter les similitudes suivantes avec les analyses de faciès comparables du flanc normal (cf. fig. 14B et tabl. 2) :

- aluminium et silicium plus abondants dans les gabbros (η) que dans les sills au sein des schistes noirs (σ/s_N), au détriment du fer et du titane ;
- q2 très siliceux, et dépourvu de soude ;
- perte au feu notable pour le niveau de roche verte dans q2 ($\sigma/q2$) ;
- richesse en soude de s_N .

Même si l'explication de ces faits est délicate (cf. chap. III), ils constituent une donnée lithostratigraphique, établie maintenant sur 3 coupes. De plus, la zonation géochimique relevée dans le flanc normal existerait également dans le flanc inverse.

Seul l'échantillon E 15, avec une teneur élevée en soude, mérite une dénomination nouvelle (cf. III.2.2, et fig. 35).

le reste de la face nord de Bellecôte (cf. IV.3.2), et dans d'autres unités (faciès notés r_C et v dans la série de la Roche de Mio, en pl. h.t. 4 ; faciès r_N en pl. h.t. 3).

Malgré le retournement alpin, il n'y aurait pas eu d'autre décollement majeur au sein de cette série que celui, probable, entre η et ϵ , et ce, même au contact des schistes bleutés fissiles r_C et/ou r_B . Ceci peut paraître paradoxal, mais j'ai trouvé des successions similaires dans toute la face nord du massif de Bellecôte. On voit systématiquement, sous la formation tectonique M ou sous les gabbros η , l'assise s_N (schistes noirs à passées charbonneuses et à sills de roche verte), puis le Permien (r_C puis r_B ; Guillot et Raoult, 1984 ; et ce mémoire, § IV.3.2). La liaison stratigraphique originelle serait préservée, comme le laissait entendre Ellenberger (1958, p. 426).

Par suite, les schistes noirs seraient l'assise antépermienne la plus récente, ce qui confirme les hypothèses émises (voir II.1 et II.2) sur la polarité de la succession antépermienne. De plus, le fait de retrouver ici une succession antépermienne corrélable avec celle du flanc normal confère à la série une importance régionale, à l'échelle pour l'instant de la Vanoise septentrionale.

Un aspect de cette succession doit être rapproché de ma tentative de reconstitution paléotectonique (fig. 28) pour le secteur de la Pointe des Chardes. Les schistes noirs sont épais de 200 m environ dans la gorge du Nant Benin (NW de la pl. h.t. 4 ; S de la fig. 30). Or le Permien à cet endroit semble lui aussi puissant de quelques centaines de mètres. Ce fait est à rapprocher de ce que l'on observe dans la série de la Roche de Mio (où il y a des schistes s_R similaires aux schistes noirs, un Permien épais, puis un Werfénien épais), mais aussi autour de la Pointe des Chardes (pl. h.t. 3). Tout se passe comme si la présence d'un Permien épais (et éventuellement de Werfénien) était liée paléogéographiquement à celle de schistes noirs s.l., eux-mêmes épais, dans le substratum. Cette coïncidence pourrait signaler des zones déprimées ou subsidentes (grabens ?) dans la paléotopographie permotriasique. Les schistes noirs y auraient été préservés avec une épaisseur importante, et le matériel détritique permien, suivi des sables werfénien, y aurait été "piégé" préférentiellement. Les abords immédiats du col de la Chiaupe, que l'on va envisager maintenant, appartiendraient à un paléorelief positif (horst ?), ce dont témoignerait la minceur de la couverture permienne et triasique.

II.3.4. Le flanc normal. Problèmes liés à sa délimitation.

Le Permien et le Trias affleurent par places dans les petits talwegs qui sillonnent le recouvrement quaternaire autour du col de la Chiaupe. Des affleurements mieux exposés existent sur la ligne de crêtes au NE du col (Guillot et Raoult, 1984, coupe E). Il s'agit de deux replats, constitués de calcaires et dolomies épais de 10 m à 20 m, et surmontés de cargneules. Là, dans la plus basse de ces deux "buttes-témoins"

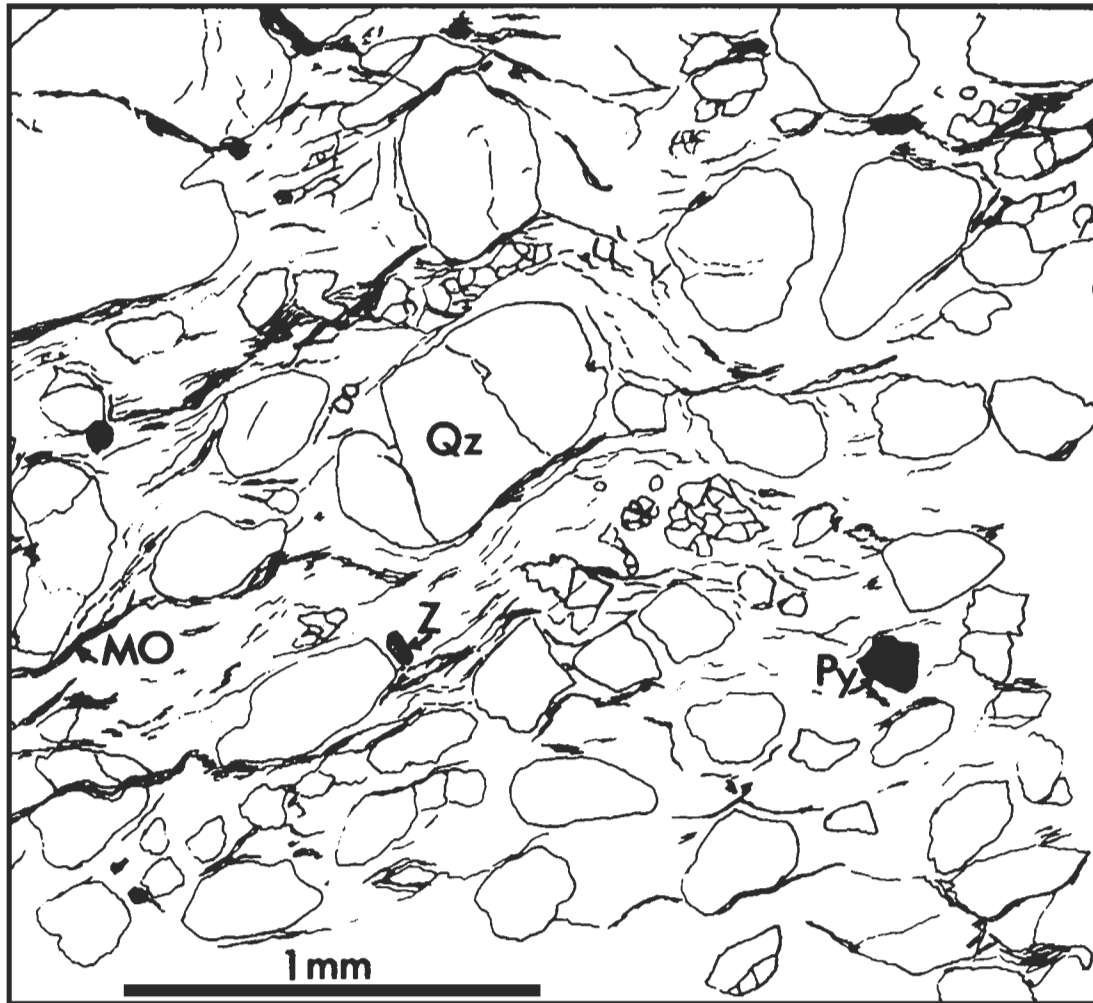


Fig. 32 - Quartzites noirs (tn) au sein du Trias (?), au NE du Col de la Chiaupe.

Dessin de lame mince en lumière naturelle d'après photographie. Echantillon G84 016. X = 945,1 ; Y = 2 064,7 ; Z = 2 650 m (loc. en fig. 29).

Ce niveau de 2 m de puissance, noir à rubanement roux centimétrique, est visible 100 m à l'Est du point coté 2 663 (pl. h.t. 4), à mi-hauteur de la falaise calcaire. L'échantillon scié montre des grains arrondis clairs sur fond noir.

Au microscope, ces grains millimétriques monocristallins de quartz (Qz) à contours arrondis se détachent sur un fond polygonal plus fin de quartz (grain moyen de 0,05 mm, non figuré), moins limpide. La matrice, dans ce probable grès à ciment siliceux, est riche en minéraux phylliteux et en matière organique (MO) qui dessinent la foliation. Des fragments de pyrite (Py) peuvent former avec la matière organique des lits millimétriques opaques (non visibles ici). Des tourmalines et des zircons (Z) suggèrent aussi l'origine détritique banale du matériel. Un tel faciès, comme l'absence de quartzites werféniens et la minceur du Permien, suggèrent que cette zone est restée haute en permanence, toujours proche de secteurs émergés, du Permien jusqu'au Trias moyen au moins.

Des quartzites noirs similaires sont connus dans le Dogger de Vanoise méridionale (Broudoux, comm. orale). Aucun fossile n'est connu à ce jour dans cette couverture. Il pourrait s'agir d'une série mésozoïque très condensée et lacuneuse. Par analogies de faciès, du moins pour les carbonates, et du fait de la présence de cargneules au sommet de ces "buttes-témoins", je continue cependant à parler de Trias.

carbonatées, je précise ici (après Guillot et Raoult, 1984) deux détails de la succession lithologique (fig. 31 et 32) pour rappeler les arguments qui nous y font voir une couverture permotriasique en place. Ce qui suit est déduit de cette hypothèse fondamentale, mais non justifiable ici autrement que par des analogies avec le reste du massif. Le dernier alinéa de cette partie (II.3.4) évoque rapidement d'autres éventualités.

Aux faits habituels (ceux notés dans les deux secteurs précédents) suggérant un repos stratigraphique sur le substratum antépermien (succession **tp-tc-tb** plissée avec son substratum, cf. II.1.2.b et II.2.2) s'ajoute la présence d'un Permien probable (découvert par Raoult, 1980a), épais d'une dizaine de mètres, qui paraît remanier l'Antépermien. Sous les carbonates, on trouve des séricitoschistes clairs (**rs**, fig. 31), ou des bancs métriques de quartzites conglomératiques roux (**rcg**), ankéritiques, à petits galets blancs ou roses de quartz, et à esquilles schisteuses noires centimétriques. Celles-ci sont sans doute issues des assises **s**, **A**, ou **sn** visibles à proximité. Ces faciès clairs, comme l'absence des niveaux **rc**, indiqueraient plutôt du Permotrias (?).

Broudoux (comm. orale) a remarqué un niveau de quartzites noirs (**tn**) à mi-hauteur des marbres du Trias supposé : ce banc gréseux (fig. 32) est le seul de ce type connu pour l'instant dans la couverture carbonatée réduite du massif de Bellecôte. Mais l'on en connaît de similaires dans le Dogger de Vanoise méridionale. Ces analogies de faciès pourraient suggérer une série très condensée, comportant aussi du Malm (?).

En admettant, malgré la rareté des contacts visibles avec l'Antépermien, que ces minces placages représentent bien une couverture autochtone, on peut tenter de reconstituer la disposition originelle (au Permien) des assises du substratum. Cartographiquement, la discordance paraît d'angle fort. La couverture témoignerait d'une déformation alpine modeste, du moins à l'échelle de la carte (pl. h.t. 4) : on ne constate guère que son inclinaison modérée à l'Ouest, en dalle s'enfonçant sous le chevauchement de la Roche de Mio. Par contre le substratum semble fait de bandes submériennes de largeurs kilométriques. De l'Ouest vers l'Est, c'est-à-dire du Col de la Chiaupe aux glaciers des contreforts du sommet de Bellecôte, on traverse successivement trois bandes parallèles (schéma structural de la pl. h.t. 4), dont les limites ont un fort pendage à l'Ouest. Sur les deux premières, la couverture permotriasique reposerait en discordance, attestant d'un plissement antépermien :

- une bande où les faciès **q2** et **n** semblent associés en alternances (ou en plis aigus ?) ; au Nord des buttes-témoins permotriasiques, près du point coté 2659, les mêmes faciès paraissent émerger en lames anticlinales (?) sous les schistes plus fissiles des bandes suivantes, et ces structures anciennes (?) se retrouveraient plus au Sud (faciès **sv**, X = 945,5, au bord sud de la pl. h.t. 4, et **q2**, 150 m au NE du point 2634) ;
- une bande de schistes noirs (**sn**) à passées charbonneuses (c), largement exposés sur le versant au SE du col ; il est probable que ce sont encore ces schistes fissiles qui déterminent la grande zone solifluée **E_c** au Nord des buttes-témoins permotriasiques ; jusqu'à présent la succession antépermienne rappelle celle des secteurs précédents, et montrerait une polarité tournée vers l'Est (masse magmatique médiane, puis schistes noirs) ;

- une bande d'arkoses (A) et de schistes noirs (s), dont je décris ci-après les faciès ; les arkoses ne sont que la suite au Nord de celles du Becqui Rouge (pl. h.t. 3) ; ces assises n'ont plus de couverture permotriasique ; si l'on suppose que ces deux termes antépermien appartiennent à la même série que les termes des bandes précédentes, et ont subi des déformations antépermien, on peut tenter de les adjoindre à la série de Plan Richard, en les situant au-dessus de **s_N** ; sinon, on doit en faire une klippe alpine (voir ci-après).

Comme dans le secteur de la Pointe des Chardes, on pourrait avoir eu des déformations notables antérieures au Permien, marquées par la discordance du Permotrias sur l'Antépermien avec un angle fort. Ce dispositif en bandes peut s'interpréter en considérant que chaque bande est un compartiment limité par des paléofailles antépermien verticales. Seconde éventualité, qui n'exclut pas la première, la série antépermienne est continue mais a été plissée, et ici verticalisée, toujours avant le dépôt du Permien. Je ne peux choisir entre ces deux solutions, faute de données sur les pendages antéalpines, toujours transposés dans les schistosités alpines.

Toutes ces interprétations reposent sur l'hypothèse que le Permien et le Trias du col de la Chiaupe sont la couverture stratigraphique de leur substratum. La preuve de cette assertion restera toujours délicate ici, faute d'affleurements. Par exemple, on pourrait voir, dans tout ou partie de l'ensemble considéré ici comme appartenant au flanc normal, des écaillles tectoniques alpines, associées aux métamylonites M. Ce serait envisageable notamment pour les affleurements épars de roches vertes dans les pentes au Nord des "buttes-témoins", et pour ces buttes elles-mêmes.

II.3.5. Description des "arkoses" du Becqui Rouge et du Glacier de la Chiaupe. Interprétations de leur position.

A : roches grises massives à grain fin en bancs métriques, à passées prasinitiques vert sombre décimétriques, et intercalations schisteuses décimétriques rubanées noir et vert pâle - s : schistes noirs luisants, à passées prasinitiques métriques (σ) et bandes métriques vert pâle cinéritiques - noms de terrain pour l'ensemble : arkoses, ou arkoses du Becqui Rouge - épaisseur totale de l'ordre de 400 m - équivalent possible des "grauwackes de la Crête des Echines" de Peruccio-Parison (1984).

Cette association de faciès ressemble au premier abord à celles décrites dans **s_N**, ou dans **s_G** (II.1.4). Je n'y ai pas trouvé cependant de passées charbonneuses, et les schistes noirs sont d'aspect différent de **s_N**, plus luisants. Ces roches n'ont pas fait l'objet d'analyses chimiques, mais ici aussi plusieurs faits évoquent des sédiments à fortes influences volcaniques.

Les passées schisteuses vert pâle, à grain très fin, sont riches en épidote, carbonates, chlorite, et probable sphène (que la finesse de la pâte permet rarement d'individualiser au microscope). Il s'agissait peut-être de cinérites.

Les passées prasinitiques ont une teinte sombre, qui indiquerait une teneur élevée en fer les apparentant à celles rencontrées ailleurs dans **s_N** (tabl. 2

et tabl. 3). J'ai aussi trouvé ($X = 946,3$; $Y = 2\,065,1$; $Z = 3\,025$ m ; rive droite du glacier de Bellecôte) une passée vert sombre à paillettes millimétriques de mica blanc subautomorphes, riche en carbonates, analogue à un faciès décrit dans le Val de Genêt (II.1.4, éch. G83 110).

Les "arkoses" (A) sont parfois gris-bleuté ou vert pâle, à pyrites millimétriques éparées : au microscope un échantillon d'un tel faciès (prélevé au bord de la piste qui joint les glaciers de Bellecôte et de la Chiaupe, hors de cette carte) montre des épidotes pâles bien cristallisées, et de nombreux fantômes de titanomagnétite, sur un fond de quartz, calcite, albite, et chlorite.

Mais je dois signaler aussi dans ces assises, sans que j'aie pu en délimiter les contours cartographiques même approximativement, des faciès qui montrent des apports détritiques différents. Dans deux plaques minces (sur une dizaine), j'ai en effet trouvé des zircons et des tourmalines, la texture de la roche évoquant alors un microconglomérat feldspathique.

Un de ces échantillons est représenté en figure 23. Il provient d'une passée décimétrique grise massive au sein de l'assise **s**, dans la face nord de Bellecôte. Outre les grains très nombreux d'albite "charbonneuse" (fig. 23), plusieurs zircons et tourmalines se détachent du fond quartzophylliteux. Le second (éch. n° G82 094) provient d'un bloc à bandes prasinitiques sombres, dans les éboulis du lieu-dit Le Rochu (pl. h.t. 4). Cette roche vert pâle massive litée à grain millimétrique est une arkose similaire au microscope à certains faciès conglomératiques permien, riche en tourmalines détritiques, et en zircons d'origines variées (des anatexites aux rhyolites calco-alcalines, selon la typologie de Pupin, 1976).

Peruccio-Parison (1984) a décrit et analysé des faciès d'aspect similaire à celui des arkoses A, dans la Crête des Echines (SW du massif de la Vallaisonnay), sous la dénomination de *grauwackes*. Ces roches formeraient là aussi une masse cernée de schistes noirs (ibid., coupe 1, p. 32), dont ils diffèrent peu chimiquement (cf. chap. III, et annexe 2). Cet auteur y a découvert et étudié des zircons, eux aussi très variés typologiquement. Donc, j'interprète ces assises A et **s** comme des dépôts antépermien volcanosédimentaires du même type que **s_N**, car riches en Na_2O , mais entrecoupés de passées détritiques révélant des apports différents, d'origine "sialique" (plus lointaine ? cf. chap. III et § V.3).

Pour moi ces dépôts seraient en outre d'âge plus récent que les schistes noirs **s_N**. Je base cette dernière conclusion sur la situation des affleurements à faciès comparables de Peruccio-Parison (1984 ; ils ne sont entourés que de schistes noirs, pas de gabbros ou de barres quartzieuses). Si ce sont bien les mêmes faciès, quelle que soit la position tectonique qu'on leur accorde ici, ils peuvent être classés comme de même âge ou plus récents que **s_N**. Je rappelle (voir pl. h.t. 4) que je n'ai pu observer ici leur éventuel contact stratigraphique avec d'autres formations, tant de l'Antépermien déjà décrit que de la couverture permotriasique. Deux solutions sont envisageables à mon sens :

- a) **A et s appartiennent à la série du flanc normal.** C'est la possibilité retenue dans le schéma structural de la planche hors-texte 4. Dans ce cas, leur limite occidentale, fortement pentée à l'Ouest, serait un contact antépermien, qui aurait été déjà fortement penté avant le Permien. A l'appui de cette possibilité, on notera que ce contact est à peu près parallèle aux limites entre s_N et n , ou entre s_N et q_2 , limites sensiblement N-S qu'on peut dessiner sous les "buttes-témoins" permotriasiques. Il semble s'agir de la même famille de contacts anciens (à la condition bien sûr d'admettre que la couverture permotriasique est en place).

Pour suivre cette idée jusqu'au bout de ses implications, il faut remarquer alors que l'assise A paraît en contact (antépermien) à l'Ouest avec tous les termes précédents (autres exemples à l'Ouest du Becqui Rouge, en particulier dans le vallon de Fontaine Noire - coin NW de la pl. h.t. 3). On aurait donc là soit une discordance redressée (antépermienne), soit un contact par faille (antépermienne).

Je dois reconnaître que ces ultimes spéculations n'ont que peu de consistance, faute d'observations. Je ne les ai utilisées dans la suite que pour le dessin de la figure 67 (déjà très spéculative par d'autres aspects), et des coupes d'ensemble 13 à 15 (pl. h.t. 5), qu'on peut modifier en tenant compte de ce qui suit. Le tracé des contacts, en carte comme en coupe, n'en serait pas sensiblement déplacé, leur nature seulement changerait.

- b) **A et s sont allochtones sur leurs substratums, et forment une klippe (de l'unité de la Roche de Mio ?).** A l'appui de cette idée, on notera que les seuls contacts observés avec d'autres assises semblent tectoniques (en pl. h.t. 3 : N de la carte, et pentes E et S du Becqui Rouge ; en pl. h.t. 4, au NE de la carte) et récents (de phase 2, car ce chevauchement est penté W, et/ou n'est pas jalonné de métamylonites ; et/ou de phase 3, car il est jalonné de brèches rouges, comme cela est signalé en fig. 26).

Dans ce cas, on serait tenté de faire de cette masse charriée vers l'Est (?) un prolongement à l'unité de la Roche de Mio, sise plus à l'Ouest. Alors la limite occidentale des arkoses A serait vraisemblablement une faille N-S alpine postérieure à la mise en place de la klippe (de phase 3, comme celle E-W qui les limite au S ?), et dont le compartiment oriental aurait été abaissé.

Par suite A et s, rattachés à cette série de la Roche de Mio, feraient partie d'une série antépermienne de schistes noirs (s.l.) surmontée d'un Permien épais. En tenant compte de remarques faites au II.3.3 (dernier alinéa), leur situation la plus probable dans la reconstitution lithostratigraphique (fig. 33) serait donc post- s_N et anté- s_R , ou syn- s_N et encore anté- s_R .

Je n'ai pas retenu cette éventualité, d'une appartenance des arkoses du Becqui Rouge à l'unité de la Roche de Mio, dans les coupes. Seule l'épaisseur de sa couverture permienne m'incite à situer s_R au sommet de la colonne reconstitutive (fig. 33). L'éventualité b) peut conduire au même résultat.

II.3.6. Conclusions à l'étude du secteur.

Les enseignements tirés de ce secteur sont provisoires : malgré une discussion déjà longue, tous les problèmes et toutes les possibilités n'ont pas été envisagés. La confirmation de certaines hypothèses ne pourrait venir que d'éventuelles datations des terrains, ou de corrélations avec d'autres séries antépermiennes similaires. On aurait autour du col de la Chiaupe :

- l'extrémité NW de l'unité dite "flanc normal", déjà étudiée au II.1 et II.2, caractérisée à nouveau par une série permotriasique condensée et lacuneuse, cette fois

franchement discordante sur l'Antépermien. Par conséquent, ce dernier aurait été fortement tectonisé avant le Permien. La série antépermienne comprendrait les gabbros η , la barre q_2 , les schistes noirs s_N , puis des termes (A et s) plus récents (?), témoignant d'influences détritiques plus variées (?) qui pourraient être discordants (??) sur les précédents.

Ces conclusions doivent être considérées comme des choix en partie arbitraires, car les contacts qu'il faudrait avoir observés sont tous masqués. Ainsi, on ne peut certifier l'autochtonie de la couverture, ni son âge permotriasique, autour du col de la Chiaupe. La tectonisation antépermienne de son substratum ne peut donc être assurée. De même, les assises A et s, qui sont en contact tectonique alpin avec les formations voisines partout où j'ai pu observer leur limite (à l'E et au SE, hors de ce secteur), pourraient être allochtones vis-à-vis de leurs voisines ici aussi (et être alors considérées comme une klippe de l'unité de la Roche de Mio ?).

S'il est représenté ici, le flanc normal est très aminci tectoniquement, par l'orogénèse alpine, en contact par une zone mylonitique d'âge alpin avec l'unité suivante.

- l'unité en série inverse dite "flanc inverse", avec une succession antépermienne corrélable à la succession-type de Plan Richard (gabbros η , barre quartzeuse q_2 , schistes noirs s_N), et un Permien épais.
- l'unité de la Roche de Mio charriée, probablement plus tard, sur les deux précédentes, où schistes antépermiens (schistes noirs s.l. ?), Permien, et Werfénien, sont tous trois épais. Les schistes antépermiens s_R de cette unité pourraient être considérés comme plus récents que les schistes s_N , A, et s, si on admet une corrélation inverse entre l'épaisseur du Permien et l'importance de l'érosion antépermienne : c'est l'hypothèse retenue pour dessiner la colonne reconstitutive synthétique de la figure 33.

Le secteur du col de la Chiaupe montrerait deux unités dont les séries sont relativement simples à déchiffrer (flanc inverse, et Roche de Mio), et un troisième ensemble (le flanc normal) où toute l'interprétation est appuyée sur une seule hypothèse : le repos en discordance stratigraphique du Permien (?) et du Trias (?) sur l'Antépermien. Cette hypothèse est impossible à prouver (même si la situation ressemble fort à ce que l'on constate ailleurs dans Bellecôte). Si on l'admet, ses conséquences sont notables : on aurait ici mis en évidence une phase orogénique plicative (?) antépermienne. Cette idée pourra sembler moins déraisonnable si un jour on arrive à prouver que l'Antépermien de Bellecôte est antérieur aussi au Houiller. Cela ne résoudrait pas pour autant les problèmes structuraux alpins : il serait risqué de tirer de cette étude locale, d'un secteur où passent tant de contacts anormaux aussi importants que peu visibles, des conclusions définitives au plan lithostratigraphique.

Fig. 33. - Schéma reconstitutif de la série anté-permienne de Bellecôte. Les 18 faciès indicés sont ceux distingués dans les diagrammes géochimiques (tabl. 4, et fig. 34 à 48).

Légende : Partie inférieure de la série et socle :

ξ : micaschistes gris, à yeux de quartz plissotés, à grenats - ϵ : roches vertes rubanées chlorito-albitiques, à ocelles d'épidote - q : stock (rhyolitique ?) à texture microgrenue - q_1 : passées stratiformes de roches blanches quartzo-albitiques feuilletées (barre quartzreuse inférieure de Plan Richard).

Masse magmatique médiane :

η ("gabbros") : roche massive vert bleuté clair, à semis de porphyroblastes noirs d'actinote - η_A : "albitite" ou amas albitique clair (à albite anté-alpine) - σ/η : filons ou sills (ou enclaves ?) vert sombre dans les gabbros - η_2 : gabbros blancs, sans amphiboles (saussuritite ? ex-faciès d'accumulation plagioclasique ?) - q_2 : barre supérieure de roches quartzreuses feuilletées - σ/q_2 : passées stratiformes vert sombre métriques (sills, coulées, et/ou chloritisations d'origine hydrothermale) dans q_2 .

Schistes Noirs :

a) roches sédimentaires ou volcano-sédimentaires à grain fin :

s_N : schistes noirs fissiles, à passées charbonneuses - s_G : id., gris, rubanés, à passées albitiques - A : roches grises en bancs métriques, massives, à inter-lits schisteux gris, noirs, ou vert pâle - s_R : schistes gris, noirs, ou verts, de la Roche de Mio - sv/s_N , sv/s_R : passées métriques vert pâle (métacinérites ?) dans s_N et s_R .

b) roches magmatiques ("sills") : σ/s_N , σ/s_R : intercalations métriques de roche vert sombre, massive, à amphiboles (métabasaltés probables) dans les Schistes Noirs.

Remarques : ce "log" schématique résulte des hypothèses lithostratigraphiques et structurales (chap. II). Ainsi :

- les discordances figurées ne correspondent pas à des discordances angulaires directement observées, mais (au mieux) à des discordances cartographiques, voire à des contacts anormaux plats supposés mineurs. La mieux assurée d'entre ces discordances serait celle à la base du Permien, qui repose en adhérence stratigraphique apparente sur les Schistes Noirs à la Roche de Mio, et sur q_2 dans le secteur du Col de la Chiaupe.

- la polarité d'ensemble de la série, qu'aucun critère sédimentologique ne permet d'apprécier, est déduite du fait que ce sont les Schistes Noirs qui, le plus souvent, sont au contact du Permien.

- deux faciès décrits dans le chapitre II ne sont pas mentionnés : s (schistes noirs autour de A) et sv (schistes verts autour de η et de q_2) ; ils n'ont pas fait l'objet d'analyses géochimiques.

- deux faciès nouveaux (ξ et η_A) apparaissent, qui sont décrits ci-après (§ III.2).

II.4. CONCLUSIONS DE L'ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Une synthèse des résultats obtenus dans ces trois secteurs me permet de proposer, en figure 33, une colonne lithostratigraphique pour l'Antépermien du massif de Bellecôte. Cette reconstitution me sert de base pour les études géochimiques et structurales, comme pour les comparaisons avec les séries d'autres massifs. Cette colonne montre trois groupes :

- la **partie inférieure de la série** serait un empilement de roches ignées basiques (ϵ) à composition spilitique, avec des intercalations acides sodiques subordonnées (q_1) ; les phénomènes intrusifs y seraient peu développés (q) ;
- la **masse magmatique médiane** est encore un groupe d'origine ignée "bimodal" (basique-acide), avec d'épais laccolites gabbrodioritiques (η), souvent surmontés d'épanchements acides (q_2) ; ceux-ci se distinguent des précédents par leur richesse en quartz (caractère probablement acquis secondairement) ; localement le sommet des gabbros montre des faciès basiques blancs (η_2), évoquant des accumulations de feldspaths dans le magma encore liquide ;
- les **Schistes Noirs** (s_N , s_G , A, s, s_R) sont des sédiments fins quartzalbitiques riches en matière organique, localement charbonneux et pyriteux ; l'albite indiquerait par son abondance un apport volcanodétritique dominant ; on peut voir dans les passées vertes (sv/s_N , sv/s_R) les cinérites issues de ce volcanisme ; des roches vertes riches en fer sont intercalées, en sills ou en coulées, à tous les niveaux de ce dernier groupe (σ/s_N , σ/s_R).

La fréquence des roches vertes dans l'Antépermien est un des critères qui permettent de le différencier du Permien, et de placer une discordance à la base de celui-ci. Les discordances figurées dans l'Antépermien sont hypothétiques : ces coupures évoqueraient plutôt des lacunes (base de s_N), voire des décollements alpins (base de A).

Certains faciès représentés en figure 33 n'ont pas encore été évoqués. Le socle présumé de cette série (ξ) n'affleurerait pas dans Bellecôte (cf. III.2.1). Le faciès η_A , connu uniquement au sein des gabbros de Friolin, serait le témoignage d'un hydrothermalisme albitisant post-magmatique (cf. III.2.2).

Enfin cette colonne, simplificatrice, peut ne pas refléter fidèlement certaines des successions observées (fig. 26, par exemple), ni les interprétations différentes qu'on pourrait en faire (voir la rubrique η_2 à la fin du II.1.4). Considérer comme stratifié en grand l'Antépermien de Bellecôte est un postulat discutable dans le détail,

dans une série ignée où les niveaux intrusifs (sills, laccolites), **sans valeur stratigraphique**, sont difficiles à distinguer des niveaux sédimentés (coulées, cinérites, sédiments). C'est probablement par ce genre de considérations qu'on arriverait à interpréter les possibles interstratifications de la masse magmatique médiane dans la base des Schistes Noirs (fig. 26). Il serait toutefois difficile d'arriver à une grande précision, car tout ce matériel a subi au moins deux phases plicatives synschisteuses, dont une à plis isoclinaux.

On considèrera donc cette colonne comme une synthèse provisoire et partielle, permettant au moins de se faire une idée des polarités en grand (pour l'étude structurale), et de disposer d'une chronologie schématique des principaux événements magmatiques (pour l'étude géochimique). La question de l'âge des assises est abordée ensuite.

CHAPITRE III - GÉOCHIMIE

III.1. INTRODUCTION

III.1.1. Problèmes abordés.....	95
III.1.2. Rappels sur les travaux de Peruccio-Parison (1984).....	96
III.1.3. Les échantillons.....	96
III.1.4. Remarques sur les anomalies chimiques.....	97

III.2. FACIES PARTICULIERS : ξ , η_A

III.2.1. La question du socle.....	101
ξ : micaschistes gris à gris bleuté, à grenats, à yeux de quartz décimétriques plissotés.....	101
III.2.2. L'albitite de Friolin (η_A).....	103

III.3. CARACTERES CHIMIQUES DES PRINCIPAUX FACIES

III.3.1. Histogrammes et diagrammes utilisés.....	105
III.3.2. Les Schistes Noirs.....	126
III.3.2.a. Objet et limites de l'étude.....	126
III.3.2.b. Faits géochimiques, interprétations.....	128
III.3.3. Les sills dans les Schistes Noirs.....	131
III.3.4. Gabbros et roches basiques associées.....	132
III.3.4.a. Faciès étudiés.....	132
III.3.4.b. Faits géochimiques. Lignée magmatique proposée...	133
III.3.4.c. Faciès particuliers. Interprétation.....	134
III.3.5. Roches quartzeuses (q , q_1 , q_2) et roches vertes de la partie inférieure de la série (ϵ).....	135

III.4. CONCLUSIONS DES ETUDES GEOCHIMIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

III.4.1. Modifications probables des compositions originelles.....	138
III.4.2. Lignées magmatiques proposées.....	138
III.4.3. Message sédimentaire des Schistes Noirs.....	139
III.4.4. Contexte géodynamique possible.....	140

Ce tableau est reproduit en feuille volante, jointe aux planches hors-texte, pour faciliter la lecture des histogrammes (fig. 36 à 41, p. 106 à 111) et diagrammes (fig. 42 à 48, p. 112 à 125).

FACIES	SYMBOLE	EFFECTIF	NUMEROS
1 - SERIE DE LA ROCHE DE MIO (20 éch.)			
s_R	▽	11	E 2 ; E 17 ; 81 138 ; 82 39 ; 82 40 ; 82 41 ; 82 43 ; 82 44 ; 82 46 ; 82 47 ; 82 49.
sv/s_R	▽	2	81 73 ; 81 116.
σ/s_R	▼	7	E 14 ; E 18 ; 81 117 ; 82 42 ; 82 45 ; 82 48 ; 82 50.
2 - SCHISTES NOIRS DE BELLECOTE (52 éch.)			
A	△	8	80 29 ; 80 31 ; 80 34 ; 80 35 ; 80 39 ; 80 96 ; 80 98 ; 82 19.
s_N	△	13	80 37 ; 80 109 ; 81 10 ; 82 20 ; 82 21 ; 82 30 ; 82 33 ; 82 34 ; 82 127 ; 82 128 ; 82 134 ; 83 005 ; 83 017.
s_G	△	6	81 13 ; 81 38 ; 82 8 ; 82 9 ; 82 31 ; 82 35.
sv/s_N	△	5	79 38 ; 81 126 ; 82 23 ; 82 24 ; 82 29.
σ/s_N	▲	20	81 30 ; 81 50 ; 81 51 ; 81 88 ; 81 93 ; 81 98 ; 81 123 ; 81 128 ; 82 22 ; 82 25 ; 82 26 ; 82 27 ; 82 28 ; 82 32 ; 82 36 ; 82 37 ; 82 38 ; 82 130 ; 82 131 ; 83 110.
3 - MASSE MAGMATIQUE MEDIANE (40 éch.)			
q_2	◇	6	82 125 ; 83 015 ; 83 046 ; 83 064 ; 83 109 ; 83 118.
σ/q_2	⊙	5	82 126 ; 83 006 ; 83 007 ; 83 057 ; 83 119.
η	●	14	E 12 ; E 17 ; 81 65 ; 81 143 ; 82 12 ; 82 14 ; 82 15 ; 82 17 ; 82 132 ; 82 133 ; 83 021 ; 83 032 ; 83 053 ; 83 108.
η_2	⊙	7	81 139 ; 81 141 ; 82 10 ; 82 11 ; 83 014 ; 83 066 ; 83 067.
η_A	⊙	2	E 15 ; 83 037.
σ/η	○	6	E 16 ; 82 16 ; 82 18 ; 83 035 ; 83 036 ; 83 038.
4 - ASSISES INFERIEURES ET SOCLE (?) (14 éch.)			
ϵ	■	6	82 116 ; 82 118 ; 82 120 ; 83 039 ; 83 041 ; 83 044.
q_1	□	5	82 115 ; 82 119 ; 82 121 ; 83 040 ; 83 042.
q	★	2	83 106 ; 83 107.
ξ	?	1	83 023.

Tabl. 4. - Classement des échantillons analysés par faciès.

8 des 126 analyses sont dues à Ellenberger (1958), et 72 à Peruccio-Parison (1984). Ce classement a été élaboré à partir des renseignements fournis par ces auteurs, dans le cadre de mes propres hypothèses lithostratigraphiques et structurales. Il pourra être modifié à la suite d'études plus approfondies. Par exemple l'échantillon E 16 (σ/η) pourrait aussi être assimilé aux gabbros blancs (η_2), du fait de sa richesse en plagioclases saussuritisés (cf. fig. 20), et de sa position lithostratigraphique entre η et q_2 .

L'annexe 1 rassemble les descriptions résumées des 126 échantillons.

CHAPITRE III - GÉOCHIMIE

III.1. INTRODUCTION.

III.1.1. Problèmes abordés.

Les roches de Vanoise montrent toutes une empreinte nette du métamorphisme alpin, ne serait-ce que par la nature de leurs associations minérales. Malgré les modifications dues au métamorphisme, difficiles à apprécier, on se doit de rechercher les caractères géochimiques primitifs de ces roches.

Ellenberger (1958) et Bocquet (1974a) ont fourni quelques analyses du substratum antépermien de Bellecôte, montrant déjà, entre autres, la présence de metabasites. Peruccio-Parison (1984), avec 72 analyses supplémentaires, a pu proposer un contexte géodynamique (cf. III.1.2). Ses analyses sont jointes, dans ce mémoire, à celles de Ellenberger et à mes propres données (cf. III.1.3.).

Ainardi (1976 ; 72 analyses), étudiant la série permienne de la Roche de Mio (loc. fig. 8), a pu y faire la part des influences marines et continentales.

Broudoux et al. (1984), et Broudoux (1985), ont précisé par la géochimie certains traits des milieux de dépôt de la couverture carbonatée (Trias à Eocène). Ils ont noté, par comparaison avec les résultats de Bourbon (1980) dans le secteur moins métamorphique de Briançon, peu de modifications du message géochimique.

Le but premier de cette étude, avant toute reconstitution géodynamique, est de caractériser géochimiquement chaque faciès de la série décrite dans le chapitre II. Les principales conclusions et hypothèses lithostratigraphiques sont réunies dans la figure 33. On notera que certains faciès n'ont pas encore été définis. Ils font l'objet de la première partie de cette étude (III.2). Bien qu'ils soient d'extension réduite, et ne comptent que quelques analyses, leur examen permet de poser concrètement certains problèmes, tels l'éventualité de la présence d'un socle à la base de la série, ou la question des teneurs inhabituelles en sodium.

Utilisant ensuite les analyses d'Ellenberger (1958), de Peruccio-Parison (1984) et mes propres résultats, je peux discuter et confirmer certains faits mis en évidence par Peruccio-Parison (1984). Ainsi, certaines metabasites de Bellecôte sont proches, chimiquement, des tholéiites actuelles. Mais les modifications probables de leurs compositions originelles doivent rendre prudente toute extrapolation portant sur le contexte géodynamique de ces tholéiites.

III.1.2. Rappels sur les travaux de Peruccio-Parison (1984).

Cet auteur a considéré un secteur contigu à celui que j'étudie, centré sur la vallée de Champagne (fig. 2). S'il est de taille comparable au mien, les affleurements y sont cependant moins continus, avec une importante couverture végétale (aulnaie). Plus que sur des faits cartographiques, M^{me} M.D. Peruccio-Parison s'est basée sur des résultats géochimiques pour esquisser une reconstitution litho-stratigraphique de la série antépermienne. Elle est arrivée à l'idée que les gabbros (faciès n) de la Sauvire et de la Pointe des Chardes ont été charriés, avant le Permien, sur l'ensemble des Schistes Noirs (terme regroupant les faciès SN, SR, A, s_G... : cf. chap. II, et fig. 33 ; justification au III.3.2.a).

Les gabbros auraient une composition de tholéiites médioocéaniques. Les Schistes Noirs seraient des grauwackes issues du démantèlement sub-sur place d'andésites calco-alcalines, ce qui leur conférerait un contexte géodynamique dit de "marge active". Selon l'auteur, la juxtaposition de deux contextes géodynamiques si différents ne pourrait s'expliquer qu'en faisant des gabbros des témoins d'une croûte océanique charriée sur les Schistes Noirs. Le tout se serait produit avant le Permien.

Je n'approuve sans réserves que l'attribution à l'Antépermien. J'ai développé dans le chapitre précédent les arguments pour considérer que sous le Permien la succession des assises est dans un ordre inverse de celui proposé par Peruccio-Parison (1984), et surtout que le contact entre Schistes Noirs et gabbros est d'origine stratigraphique plutôt que tectonique.

Quant aux faits géochimiques, certaines réserves sur leur interprétation peuvent être émises a priori. J'ai déjà indiqué que les metabasites ont subi une spilitisation, probablement antéalpine. Le métamorphisme alpin a certainement, lui aussi, altéré le message géochimique. En admettant cependant qu'on peut avoir une idée des lignées magmatiques (ce que je m'efforce de montrer dans ce chapitre), l'association d'éventuels termes tholéitiques et calco-alcalins n'est pas un fait suffisant pour invoquer des rapprochements tectoniques importants. En effet de nombreux auteurs signalent l'association de termes tholéitiques et calco-alcalins, aussi bien dans des séries anciennes (Bébian et Gagny, 1978 ; voir aussi leur compilation de 1980, sur le volcanisme paléozoïque en France) que dans les appareils volcaniques actuels (voir par exemple : Irvine et Baragar, 1971, p. 529, (3) ; Miyashiro, 1974, tabl. 5, p. 341 ; Baker in Girod, 1978, p. 136-138).

III.1.3. Les échantillons.

126 analyses sont considérées ici, dont 46 nouvelles concernant mes propres échantillons. La localisation des prélèvements est donnée en annexe 1, avec une

description sommaire des aspects macroscopique et microscopique de chaque échantillon. Ces 126 roches ont été attribuées chacune soit à l'un des 16 faciès définis dans le chapitre II, soit à l'un des deux faciès supplémentaires, particuliers, décrits ci-après (III.2).

L'annexe 2 rassemble toutes les valeurs analytiques. 8 analyses par voie humide sont dues à Ellenberger (1958). 72 ont été fournies par Peruccio-Parison (1984) dont 6, comme les précédentes, ne portent que sur les éléments majeurs, avec la distinction entre FeO et Fe_2O_3 (ici, ces deux oxydes sont confondus sous la mention "Fe, en milliatomes-grammes pour 100 g de roche"). Les 66 autres, plus les 46 analyses nouvelles que je fournis, ont été effectuées au C.R.P.G. de Nancy en 1983, par quantométrie. Le fer n'y apparaît plus que comme pourcentage de Fe_2O_3 total, mais ces 112 analyses comportent aussi les teneurs des éléments en traces suivants : Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, Rb.

Pour classer cette masse importante de données, j'ai choisi de suivre la subdivision en faciès élaborée dans le chapitre précédent. Malgré ses incertitudes, cette reconstitution lithostratigraphique fournit un canevas chronologique, même s'il reste schématique (fig. 33). Le tableau 4 donne la distribution des échantillons par faciès, et les symboles utilisés dans les divers diagrammes.

On notera que les parties médiane et supérieure de la série ont fait l'objet de la majorité des analyses (112 sur 126). L'étude de Peruccio-Parison portait en effet uniquement sur ces termes, seuls présents sur son terrain (III.1.2). J'apporte pour ma part quelques données sur des faciès non encore étudiés (q_2 , notamment), et essaye surtout de lier la succession lithologique aux variations géochimiques. Un échantillonnage plus précis de la partie inférieure de la série reste à faire.

III.1.4. Remarques sur les anomalies chimiques.

Fait déjà souligné lors de l'étude lithostratigraphique (chap. II), la lecture des descriptions d'échantillons et des tableaux d'analyses (ann. 1 et 2) permet de déceler un certain nombre d'"anomalies" géochimiques et/ou minéralogiques, ce terme d'anomalies s'entendant par rapport aux compositions moyennes, ou aux paragenèses banales, de l'ensemble de la série. Les problèmes de minéralogie, comme d'ailleurs les questions touchant au métamorphisme, ne sont pas l'objet principal de ce mémoire. L'étude de ces anomalies n'est donc envisageable que de façon empirique. Pour garder les mêmes critères que dans le chapitre II, je ne considère ici que les échantillons (tabl. 5) présentant au moins un des trois caractères suivants :

- perte au feu dépassant 5% (caractère noté **PF** dans le tableau 5) ;
- teneur en Na_2O dépassant 5% (caractère noté **Na**, tabl. 5) ;
- teneur en K_2O comparable ou supérieure à celle en Na_2O (caractère noté **K**, tabl. 5).

FACIES effectif relatif	NUMERO d'analyse	K	Na	PF	plaque mince (ann. 1)	REMARQUES, CAUSES POSSIBLES références à cette étude
σ/σ_R (4/7)	E 14 E 18 P 82 42 P 82 48			+	chl ? chl, cc cc chl	Ces roches proviennent toutes des gorges de la Pontille, où des failles majeures passeraient, d'âge permien pour certaines (cf. IV).
σ_R (1/11)	P 82 49	+			?	Même cause que précédemment, avec une séricitisation ?
A (1/8)	P 80 96			+	cc	filonnets de calcite
σ/σ_N (5/20)	P 81 123 P 81 128 P 82 22 P 82 28 G 83 110	+			? cc, chl cc, chl chl, phg mu, cc, pyr	Roche très altérée comme G 83 110 ? Mal classé (n?) ? (cf. II.2.4) Echantillons prélevés en éboulis. Altération antéalpine (cf. II.1.4)
σ_G (2/6)	P 81 38 P 82 35		+		ab glauc ?	Matériel d'origine volcanique. Non décrit.
σ_V/σ_N (1/5)	P 82 24		+		ab	Matériel d'origine volcanique.
σ_N (3/13)	P 82 21 P 82 30 P 82 34	+	+	+	phg, MO ab phg, MO, pyr	Sédiment charbonneux. Matériel d'origine volcanique. Sédiment charbonneux.
q2 (6/6)	G 82 125 G 83 015 G 83 046 G 83 064 G 83 109 G 83 118	+			phg	cf. II et III.3.4. Caractère chimiostratigraphique, qui résulterait d'un hydrothermalisme acide prolongé, comme pour G 83 110 ci-dessus.
n2 (1/7)	P 81 141	+			phg	Eboulis d'origine précise inconnue. Très altéré comme G 83 110 ?
σ/q_2 (2/5)	G 83 057 G 83 119			+	cc, chl chl	Roches modifiées profondément en même temps que q2. Chloritisation ?
σ/n (2/6)	P 82 18 G 83 036		+		cc ab	Brèche de phase 3 à oxydes de Fe ? Filon hydrothermal antéalpin ?
nA (2/2)	E 15 G 83 037		+		ab ab	Hydrothermalisme antéalpin (III.2.2).
n (2/14)	P 82 15 G 83 053			+	chl, cc cc	Roche très déformée ? Roche très étirée.
q (2/2)	G 83 106 G 83 107	+			phg	Cheminée de r. volc. acide normale (cf. II.1.4, et fig. 19).
q1 (1/5)	G 82 115		+		ab, glauc	Quartz-kératophyre ...
c (1/6)	G 83 039		+		ab	...et spilite sodiques antéalpines.
TOTAUX (36/126)		<u>14</u>	<u>9</u>	<u>16</u>	soit resp. 30%, 11%, 7%, et 13% des 126 analyses	

Tabl. 5 - Analyses anormales, classées par faciès.

Faciès, effectif relatif : indique le nombre d'analyses anormales (par rapport à la composition moyenne de l'ensemble de la série) sur le nombre total d'analyses du faciès considéré.

Anomalies chimiques : K : teneur en K_2O supérieure ou comparable à celle en Na_2O - Na : teneur en Na_2O excédant 5% - PF : perte au feu dépassant 5%. + : caractère présent.

Plaque mince : variétés minérales ou minéraux décelés à l'examen microscopique, qui peuvent rendre compte, par leur abondance, de l'anomalie chimique ; mêmes abréviations qu'en annexe 1, sauf : MO : matière noire opaque, probablement charbonneuse - ? : minéraux responsables non identifiés.

Quels que soient les paramètres choisis (on pourrait en trouver d'autres), le problème est de savoir si ces variations chimiques sont dues à des modifications par les événements alpins, ou si elles reflètent l'héritage antéalpin. Avant de se prononcer, on peut chercher la cause immédiate de l'anomalie dans la minéralogie : l'abondance, voire la prédominance, de tel ou tel minéral peut souvent être invoquée (tabl. 5).

Avec les paramètres choisis (K, Na, PF : voir ci-dessus), les minéraux concernés sont : le mica blanc s.l. - l'albite - ceux dont une fraction pondérale notable est éliminée par la calcination et/ou n'est pas analysée, tels les carbonates (CO₂), la pyrite (S), la matière organique (C et H) - toutes les variétés pouvant conduire par leur abondance excessive à une perte au feu notable, du fait de leur teneur en eau de constitution, telles la phengite et la séricite, la chlorite, les épidotes, les amphiboles ...

Des contrôles sont possibles dans les diagrammes géochimiques (fig. 42 à 48), où l'abondance d'un minéral donné dans un échantillon se traduit par la proximité du point figuratif de l'échantillon et du pôle de ce minéral. Ainsi, les échantillons cités ici (tabl. 5) se retrouvent souvent sous forme de points figuratifs en position excentrée dans les diagrammes (cf. fig. 42 et 43, par exemple). La quasi-totalité des échantillons analysés ont été aussi examinés en plaque mince. Outre l'abondance anormale, on peut apprécier de plus l'aspect d'un minéral (antérieur, synchrone, ou postérieur, par rapport aux déformations), donc avoir une idée de son âge (exemples en fig. 15, 16, 19, 20, 23, 27, et plus loin en fig. 34, 35 et 64, de minéraux probablement antéalpins ; en fig. 11, et plus loin en fig. 58, de néoformations alpines probables ; les numéros de figures correspondant à des analyses chimiques sont soulignés).

Avec ces méthodes, et en tenant compte aussi souvent que possible de la position lithostratigraphique des échantillons, peu d'anomalies semblent requérir une explication par des néoformations alpines. Donc, **je suppose que l'influence chimique du métamorphisme et de la déformation alpins sont, sinon toujours négligeables, du moins statistiquement modérés, et n'ont pas rendu méconnaissable l'héritage antéalpin.**

On pourra cependant émettre des réserves aux interprétations proposées dans la suite de ce chapitre. Un enrichissement alpin en séricite a été constaté dans les "orthophyres houillers" des Grandes Rousses, par Banzet et al. (1984, 1985), dans une région à déformations alpines pourtant moins intenses qu'en Vanoise.

Pour la Vanoise septentrionale, l'interprétation d'un diagramme où le potassium intervient mérite donc d'être contrôlée dans une représentation prenant en compte d'autres éléments a priori moins mobiles. Je veux ici justifier le recours à plusieurs représentations pour étudier chaque catégorie de roches (fig. 44 sans les alcalins, et fig. 45 et 46 où ils interviennent, ceci pour les Schistes Noirs ; de même, fig. 47 avec K, Ca, et Na, puis fig. 48 avec Ti, Fe, et Mg, pour les roches vertes).



ANALYSES MICROCHIMIQUES

Situation	cœur	périphérie	fente
SiO ₂	36,33	35,81	33,87
Al ₂ O ₃	19,08	19,48	18,34
Fe ₂ O ₃	17,64	23,21	16,74
MnO	13,01	8,27	13,65
MgO	0,24	0,48	0,24
CaO	8,75	7,87	7,92
Na ₂ O	0,02	0,05	0,04
K ₂ O	0,00	0,02	0,00
TiO ₂	0,18	0,09	0,14
TOTAL	95,24	95,42	91,73
Grossulaire	26	24	25
Almandin	41	54,5	41
Spessartine	31	19,5	33
Pyrope	1	2	1
(calculs sur la base de 24 oxygènes)			

Fig. 34. - Grenats du faciès ξ . Dessin d'après photographie de lame mince, et données microchimiques.

La lame mince est taillée dans l'échantillon G 81 109 (situation : cf. éch. G 83 023, annexe 1). Un contour hexagonal serait encore visible dans les deux moitiés (en noir) du grenat, qui serait scindé par, et donc antérieur à S_1 , la première foliation alpine. La schistosité macroscopique attribuée à la phase 2, Sp , est ici à peine exprimée. Ceci témoignerait de l'âge anté-alpin des grenats. Toutefois, des recristallisations alpines sont probables. Le fond est constitué de quartz, albite, chlorite, et séricite, plus fins.

Les analyses, données à titre d'exemple, concernent des grenats d'un autre échantillon (G 82 001 X, même lieu). On notera leur "bouclage" imparfait (total nettement inférieur à 100%), dû aux aléas du système de mesure (micro-sonde électronique) et/ou à la présence d'inclusions dans les plages analysées (carbonates, chlorites ... où H_2O et CO_2 ne sont pas dosés). Ces imperfections, comme le nombre restreint d'analyses, interdisent toute généralisation hâtive. Toutefois, le manganèse paraît plus abondant au cœur du cristal, fait habituel selon Desmons *et al.* (1977) dans les grenats que ces auteurs ont étudiés, mais aussi dans les fentes : ce serait, selon ces mêmes auteurs, la trace d'une rétro-morphose (alpine ?), au cours de laquelle le fer aurait été intégré aux chlorites voisines plus facilement que le manganèse.

III.2. FACIES PARTICULIERS : ξ , η_A .

III.2.1. La question du socle.

Ce problème est avant tout d'ordre lithostratigraphique. Mais des incertitudes importantes subsistent sur ce plan, que l'étude structurale ne permettra guère de lever (chap. IV), notamment sur la question de la polarité même de la série. L'objet de ce paragraphe est la description d'un faciès, dont certains traits suggèrent qu'il s'agirait d'un témoin de socle pour la série décrite dans le chapitre II : c'est le faciès ξ représenté en figure 33, à la base de la série, séparé des autres termes par une hypothétique discordance.

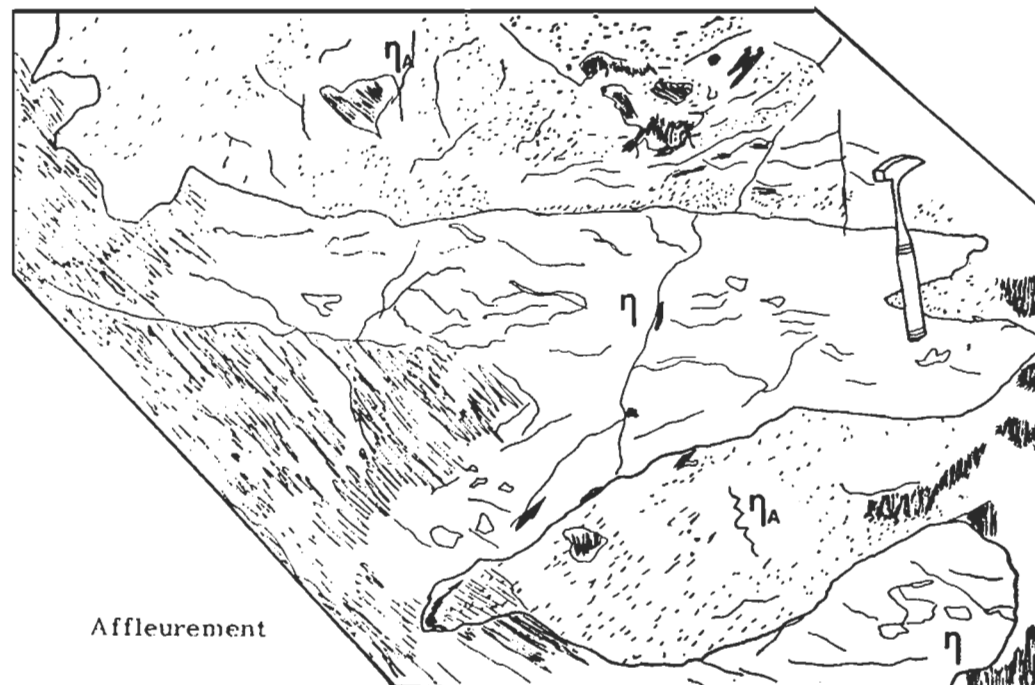
Sous la dénomination de "micaschistes de l'Arpont", Ellenberger (1958), Goffé (1975), puis Platt et Lister (1985), ont regroupé divers faciès qui constituent l'essentiel du substratum antépermien de Vanoise méridionale. Il s'agit pour une bonne part de micaschistes sombres à exsudats de quartz plissotés. Bocquet (1974a, b, c) en a fait un socle anténamurien, car elle y avait décelé des reliques de paragenèses du faciès des amphibolites. Le grenat est un élément fréquent de ces paragenèses. Or, dans le massif de Bellecôte, je n'ai jamais trouvé de grenats. Mais ils existent dans le Mont Pourri.

La série antépermienne de ce dernier massif (loc. fig. 2) paraît similaire à celle de Bellecôte. En effet, Ellenberger a noté (1958, p. 113) que le Mont Pourri est fait de plus de 1 000 m de roches vertes prasinitiques, surmontées de schistes charbonneux. Pour lui, la partie la plus ancienne de cette série serait visible au pied de la face ouest. La formation que je décris ci-après affleure précisément dans ces pentes occidentales, sous une prise d'eau E.D.F..

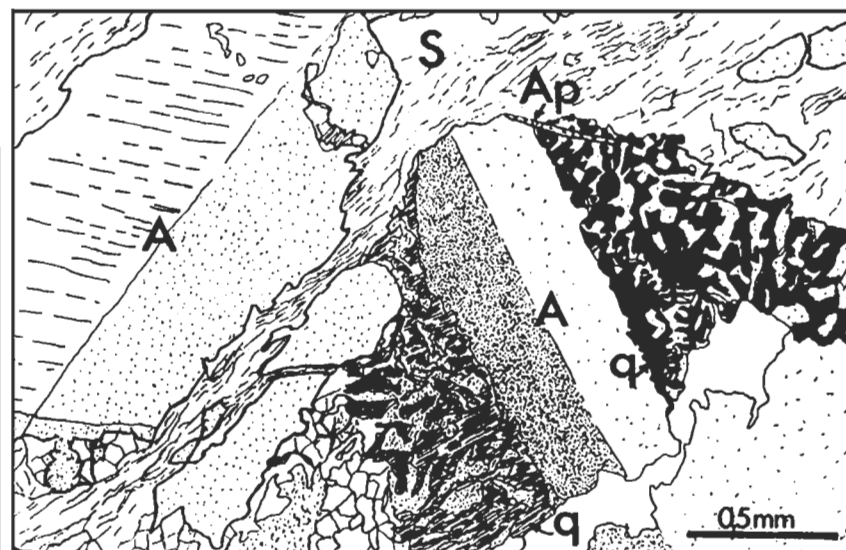
ξ : micaschistes gris à gris bleuté, à grenats, à yeux de quartz décimétriques plissotés (X = 950,81 ; Y = 2 067,45 ; Z = 1 852 m ; cascade de la Gurraz, à la base du soutènement de la prise d'eau). Ce faciès rappelle les "micaschistes de l'Arpont" de Vanoise méridionale. Les grenats rose pâle, millimétriques, y sont visibles à l'œil nu sur cassure fraîche.

Au microscope, sur un fond fin lépidoblastique à quartz, albite, séricite, chlorite, les grenats présentent des sections souvent hexagonales. Parfois, comme dans l'exemplaire figuré (fig. 34), leur déformation suggère qu'ils sont plus anciens que la foliation alpine. On observe également de fines lamelles, disposées en rosettes, d'un minéral à pléochroïsme jaune-orangé (biotite, ou plus probablement stilpnomélane).

Tout ceci évoque une métapélite qui, à la différence des Schistes Noirs, serait pauvre en matière organique et en pyrite. Sa situation cartographique (cf. pl. h.t. 1, et fig. 62), n'interdit pas d'y voir un terme profond de la série,



Affleurement



Plaque mince

Fig. 35. - Albitite de la Pointe de Friolin (faciès η_A). Un affleurement, et vue en lame mince de l'échantillon qui en est extrait. Dessins d'après photographies (échantillon G 83 037 ; loc. en annexe 1).

Affleurement (le marteau donne l'échelle) : la roche étudiée (η_A) dessine des apophyses au sein des gabbros (η), ici verts et à grain fin. Son grain grossier (mm à cm), sa couleur blanc rouille à grisâtre lui donnent un aspect très altéré. Aucune schistosité, aucun pli, n'est visible. Les apophyses peuvent évoquer un faciès intrusif, mais aussi des cristallisations tardives dans un réseau de fractures. Ce dispositif aurait été relativement protégé des déformations alpines par sa situation au sein de la masse des gabbros, épaisse ici de plus de 200 m (cf. fig. 30).

Vue en lame mince : le fond chloriteux et sériciteux (S), vert très pâle, dans lequel la foliation alpine est visible, a un relief plus faible que les albites automorphes maclées (A), disposées sans orientation préférentielle, et souvent jointives. Elles comportent fréquemment une auréole de cristallisation myrmékitique avec du quartz (q, figuré en noir). Ici, les directions d'extinction de chaque macle se retrouvent dans cette auréole. Les inclusions sont rares (Ap : apatite), et il paraît donc improbable qu'on ait là d'ex-plagioclases très calciques (comme en fig. 20), ou des albites syntectoniques alpines. Une genèse lors de phases hydrothermales tardi-magmatiques me semble la plus probable, similaire, au point de vue des conditions thermodynamiques, à la genèse de certaines pegmatites graphiques (température de l'ordre de 300°C ?).

qui affleurerait là au cœur d'une antiforme sous les faciès ϵ . Dans l'espoir de conforter l'hypothèse qu'on verrait là un socle, j'ai voulu disposer de quelques données chimiques et microchimiques :

- l'unique analyse chimique de cette formation (éch. G 83 023 ; cf. annexe 2) a montré une composition proche de celles des Schistes Noirs, notamment pour le sodium (cf. III.3.2, et le symbole "?" correspondant à l'analyse G 83 023 dans les fig. 42 et 43). Comme les Schistes Noirs, cette roche pourrait être une métagrauwacke. Le manganèse, constituant notable des grenats (voir ci-après), est peu abondant dans la roche.
- une vingtaine d'analyses ponctuelles des grenats à la microsonde électronique Camebax, faites à titre exploratoire, ont donné la composition moyenne suivante : almandin (Fe) : 45% - spessartine (Mn) : 30% - grossulaire (Ca) : 25% - pyrope (Mg) : moins de 2%. Par rapport à ces moyennes, la partie centrale des cristaux serait légèrement plus riche en spessartine (36%) au détriment de l'almandin (40%), la couronne montrant l'inverse (Alm 50%, Spe 30%).

Je ne peux pousser bien loin l'interprétation de mon unique analyse géochimique, faute d'éléments de comparaison, telles des analyses des "micaschistes de l'Arpont". Les grenats ont fait l'objet d'études plus fournies. Ainsi, des grenats zonés similaires ont été décrits par Desmons et al. (1977) en divers points du substratum paléozoïque de la zone briançonnaise (Rutor, et Vanoise méridionale notamment). Selon ces auteurs, certains de ces grenats seraient antéalpins.

Ces analogies faciologiques et minéralogiques avec les "micaschistes de l'Arpont" corroboreraient l'idée d'Ellenberger (1958, p. 113) : on pourrait voir là des termes ayant subi un métamorphisme antérieurement au dépôt de la série décrite en figure 33, donc plus anciens. C'est l'hypothèse que je soutiens, provisoirement. J'essaie (chap. IV), à l'aide des données peu nombreuses que j'ai collectées sur le Mont Pourri, de montrer les implications structurales de cette hypothèse.

Je précise que, outre les questions lithostratigraphiques et structurales et les problèmes de corrélations que cette hypothèse soulève, d'autres difficultés subsistent. Les grenats pourraient être d'âge alpin, les conditions thermodynamiques du métamorphisme alpin ayant permis leur apparition dans les Schistes Lustrés (Desmons et al., 1977). Même si ces grenats sont plus anciens, ce que je ne peux prouver à partir de mes seules données, leur absence apparente dans la série de Bellecôte s.s. peut être due à la rétro-morphose alpine (j'en ai signalé de possibles pseudomorphoses ; cf. fig. 15). Des études minéralogiques appuyées sur un échantillonnage plus serré seraient nécessaires.

III.2.2. L'albitite de Friolin (η_A).

J'ai représenté cette roche au sein de la masse magmatique médiane (fig. 33). Elle affleure en effet en plusieurs points de la dalle structurale de "gabbros" de la Pointe de Friolin (cf. fig. 30). Ce faciès a été signalé par Ellenberger (1958), sous le titre "roches albitochloritiques (spilites ?)". Il l'a décrit (p. 121) et analysé :

"Sur la rive est du Lac de Friolin, on trouve une roche de type exceptionnel. A l'œil nu, des phénoblastes feldspathiques ovoïdes se détachent sur un fond finement grenu, peu laminé.

Au microscope, ce fond est un tissu formé d'albite limpide, à macles polysynthétiques constantes, en plages subrectangulaires orientées en tous sens avec une tendance intersertale. Entre les feldspaths, et les envahissant quelque peu sur les bords, on ne trouve ici que de la chlorite (pennine), avec de l'épidote en semis de grains tardifs, parfois groupés en archipels, et un peu d'oligiste. Les phénoblastes se résolvent en une association complexe de grandes plages d'albite maclée ; toutes les transitions de taille les relie aux feldspaths du fond" ...

"L'analyse chimique (an. n°15) conduit à une norme assez bizarre de norite leucocrate (malchite) particulièrement pauvre en potasse" ... "avec An 22,6% (andésine-oligoclase) et 6% de quartz virtuel. On calcule 46,6% d'albite, ce qui correspond bien à l'albite modale.

Cette roche à structure éruptive cependant évidente n'est formée que de minéraux de la paragenèse alpine : albite, chlorite, épidote, oligiste, etc. Or il n'est pas certain, en tout cas pour l'albite, que ces minéraux résultent nécessairement d'une épigénie alpine. Une fois de plus, on doit évoquer le problème des spilites. La limpidité de l'albite systématiquement maclée rend peu probable une épigénie alpine de plagioclases très calciques, donc un apport tardif de soude. La pauvreté en chaux peut être due à une dissolution récente des carbonates, ou à une migration alpine de ceux-ci. Au prix d'une certaine addition de chaux, le point figuratif de la roche viendrait en effet se placer correctement, sur nos graphiques, dans le groupe des roches éruptives basiques. Il s'agit d'une différenciation locale, leucocrate et très sodique, du même magma."

L'analyse de numéro E 15 (annexes 1 et 2) est celle évoquée par Ellenberger. Je fournis également une analyse nouvelle (G 83 037) de ce faciès, où la norme C.I.P.W. comprend 60% d'albite. La figure 35 regroupe une vue au microscope de cet échantillon et un dessin de l'affleurement dont il est extrait. Ces apophyses, peut-être d'origine intrusive, comme les auréoles de cristallisation symplectique qui prolongent et engainent les albites, me font supposer comme Ellenberger (citation précédente) que la richesse en soude de la roche ne doit que peu de choses au métamorphisme alpin. En faire un "différenciat sodique" me paraît cependant hasardeux, du fait de l'instabilité de l'albite dans les conditions de température proprement magmatiques. Une genèse par hydrothermalisme et/ou par des phénomènes de type pegmatitique (la texture évoque d'ailleurs un granophyre) pourrait aussi être proposée, puisqu'elle impliquerait des températures plus modérées (300°C ?).

L'intérêt géochimique de ce faciès est de montrer que la date de l'albitisation, ou de la "spilitisation sodique", est, du moins dans ce cas, à placer après la consolidation des "gabbros" (sinon avant leur refroidissement complet), et avant le métamorphisme alpin.

III.3. CARACTERES CHIMIQUES DES PRINCIPAUX FACIES.

III.3.1. Histogrammes et diagrammes utilisés.

Pour huit majeurs (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti), des histogrammes (fig. 36 à 41) montrent les teneurs les plus fréquentes des oxydes correspondants, d'une part dans les Schistes Noirs et leurs sills, d'autre part dans le reste de la série (masse magmatique médiane, et partie inférieure de la série). Ceci permet de comparer ces roches à quelques moyennes mondiales.

Le phosphore, le manganèse, et les éléments-traces, n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée. Phosphore et manganèse sont peu abondants : MnO titre en moyenne 0,138% avec un écart-type de 0,074% ; pour P_2O_5 , on a de même 0,209% $\pm$ 0,199%. Leur abondance serait, en première analyse, inversement proportionnelle à la teneur en SiO_2 . Cobalt, cuivre, nickel, et chrome, allant de 50 à 75 p.p.m. dans les Schistes Noirs, atteignent 75 à 100 p.p.m. dans les roches vertes. Le baryum varie de moins de 200 p.p.m. dans ces dernières à des teneurs entre 400 et 700 p.p.m. dans les Schistes Noirs. Strontium et vanadium vont de 0 - 200 p.p.m. (Schistes Noirs) à 300 p.p.m. (roches vertes). Quand au rubidium, son abondance semble calquée sur celle du potassium. Au total, ces éléments sont peu discriminants, ou font double emploi avec d'autres, dans la différenciation chimique des faciès.

Les figures 42 à 48 sont des diagrammes binaires où interviennent deux ou plusieurs des 8 majeurs précédents. Les unités utilisées sont les milliatomes-grammes pour 100 g de roche. Trois problèmes y sont étudiés :

- le problème des alcalins. La richesse en sodium de la majorité des roches étudiées est manifeste dans les diagrammes (Al₃-Na, Al₃-K) et (Na/Al, K/Al) (fig. 42 et 43). Il faut déterminer si ces anomalies sont dues à une mobilité de K et Na, ou si elles proviennent d'un héritage antémétamorphique.
- la nature des roches originelles. Le diagramme (Al, Ti) (fig. 44) permettrait de confirmer l'origine sédimentaire des Schistes Noirs. Les diagrammes (Q, A) et (Q, F) (fig. 45 et 46) où sont pris en compte Si, Na, K, Ca, et Al, me servent à affiner ce diagnostic en précisant la source des alcalins : une influence volcanique (charge quartzo-feldspathique) est probable, influence qui serait par contre exclusive dans les roches quartzeuses (q, q₁, q₂) ;
- les lignées magmatiques. Le diagramme (R₁, R₂) (fig. 47 ; de la Roche et al., 1980) utilise Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, et K ; le diagramme (Ti, Fe/Fe + Mg) (fig. 48) est dérivé du diagramme (TiO₂, FeO total/MgO) de Miyashiro (1974) suivant les conseils de Ploquin (comm. orale). Chacune de ces représentations indique le caractère tholéiitique de la majorité des roches vertes, mais aussi qu'on a eu deux épisodes magmatiques basiques géochimiquement différents, qui ont donné deux faciès à situations lithostratigraphiques distinctes : la formation des gabbros serait en effet antérieure au dépôt des Schistes Noirs, par rapport auquel les sills sont synchrones ou postérieurs (fig. 33).

Le choix de ces représentations (histogrammes et diagrammes) est un essai, personnel, de synthèse de diverses écoles de pensée. En France, suivant les conceptions de chercheurs nancéens (de la Roche, 1968, 1972, 1978 ; de la Roche et

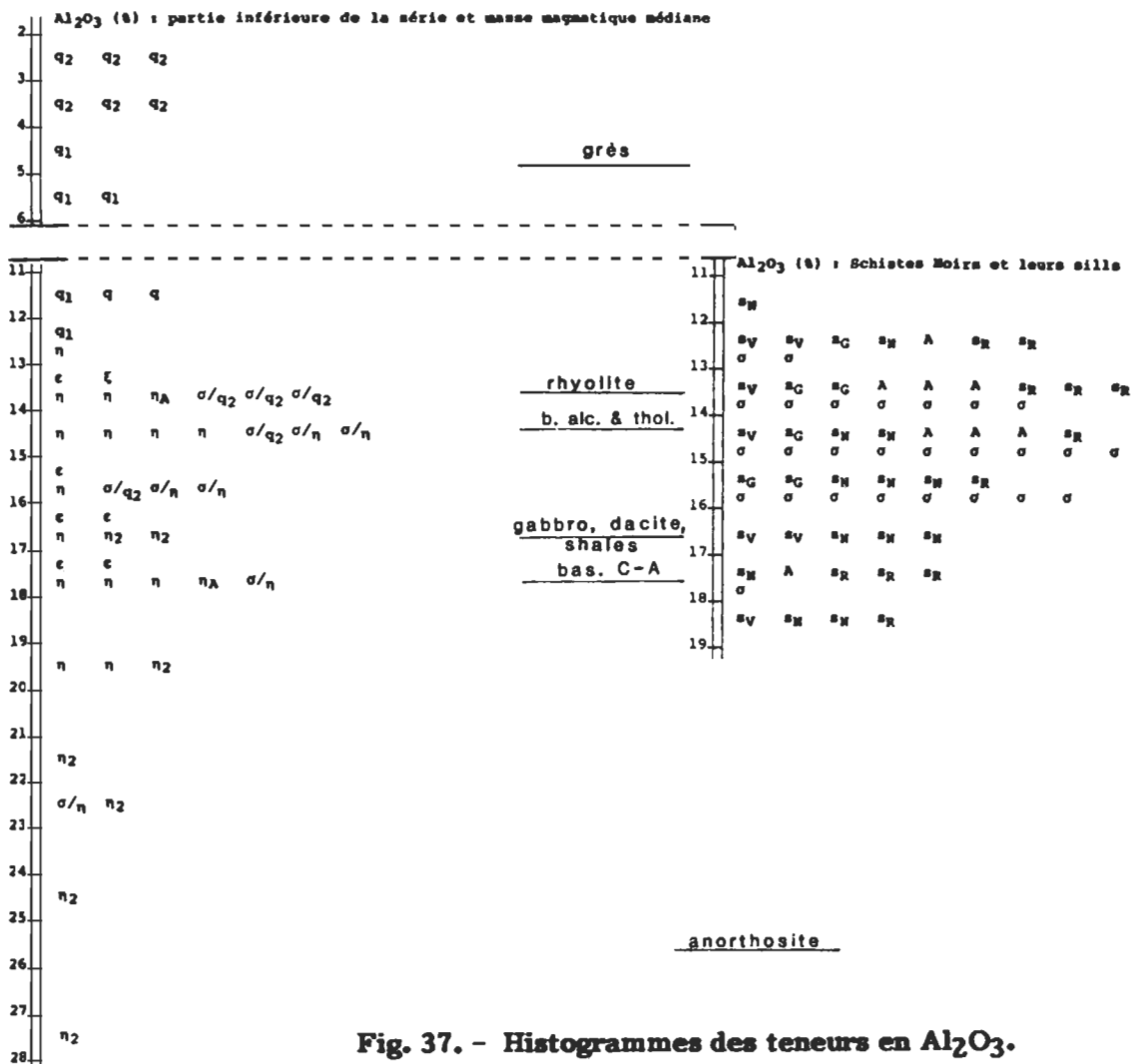


Fig. 37. - Histogrammes des teneurs en Al_2O_3 .

Légende commune aux figures 36 à 41 :

Chacune des 126 analyses est figurée par l'indice du faciès correspondant (fig. 33 et tabl. 4). Cependant les sills σ/s_R et σ/s_N ont été confondus sous l'indice σ , ainsi que les schistes verts sv/s_R et sv/s_N sous l'indice sv .

Chaque figure contient 4 histogrammes, parallélisés et/ou superposés, ce qui permet les comparaisons. Au centre sont rappelées les moyennes de faciès non métamorphiques (références en annexe 3). Dans chaque histogramme, plusieurs faciès sont de plus regroupés, et cumulés, de la façon suivante :

- à gauche :**
- 1- partie inférieure de la série, socle, et barre supérieure de roches quartzeuses, soit : ξ , ϵ , q , q_1 , et q_2 (20 analyses) ;
 - 2- metabasites de la masse magmatique médiane, soit : n , n_2 , n_A , σ/n , et σ/q_2 (34 analyses) ;
- à droite :**
- 3- Schistes Noirs s.l., soit : s_N , s_G , A , s_R , et sv (réunion de sv/s_N et sv/s_R) (45 analyses) ;
 - 4- sills dans les Schistes Noirs, soit : σ (réunion de σ/s_N et de σ/s_R) (27 analyses).

Ces regroupements sont destinés, en évitant la dispersion des faciès à nombre réduit d'analyses, à visualiser les modes et dispersions dans les quatre principaux groupes lithostratigraphiques.



Légende : cf. fig. 36.

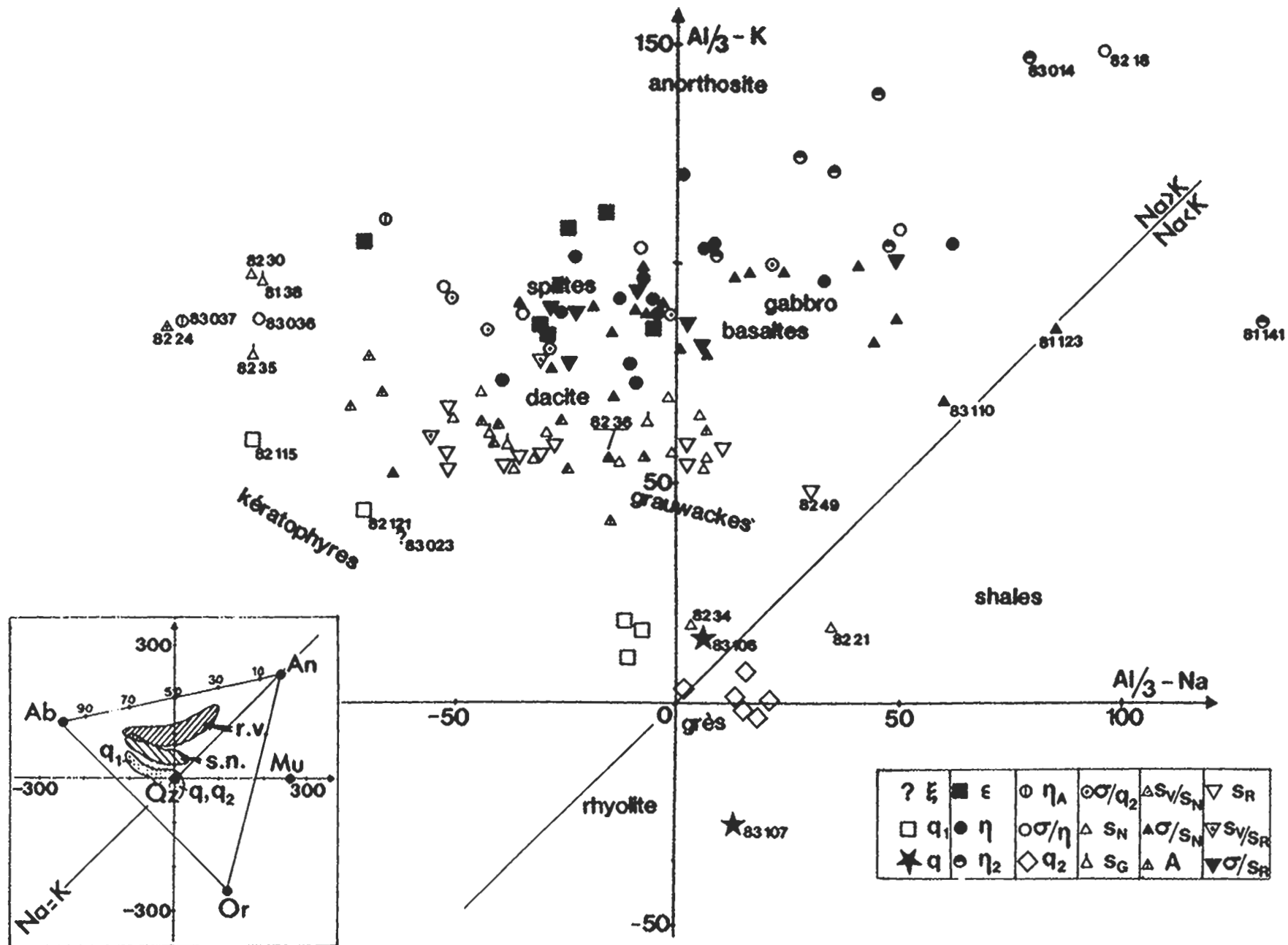


Fig. 42.- Diagramme (Al₃-Na, Al₃-K). Tous faciès.

En cartouche, situation des feldspaths (Ab, An, Or), du quartz (Qz), de la muscovite (Mu), et des faciès étudiés (s.n. : Schistes Noirs - r.v. : metabasites).

En toutes lettres, situation approximative de quelques moyennes mondiales (réf. en annexe 3, sauf : "spilites" selon de la Roche, 1968, et "grauwackes" d'après Peruccio-Parison, 1984). Certains points comportent le numéro de l'échantillon correspondant, lorsqu'ils semblent s'écarter de la situation habituelle de leur faciès (descriptions des échantillons : cf. annexe 1 ; échantillons anormaux : cf. tabl. 5).

Préconisée pour l'étude des sédiments par de la Roche (1968), cette représentation a été utilisée aussi par Juteau et Rocci (1974) pour caractériser des spilites et kératophyres : elle sépare les basaltes normaux (vers Al₃-K = +100, et à droite de l'axe des ordonnées) des basaltes spilitiques, déplacés vers la gauche par des teneurs en sodium plus élevées. Les kératophyres sont disposés sur une ligne reliant le quartz à l'albite. Je ne reprends pas cependant les hypothèses génétiques avancées à l'époque par ces derniers auteurs, qui faisaient des spilites-kératophyres une lignée de différenciation autonome ("cortège hercynotype" ; dans la même optique, cf. aussi Tane, 1976, ou Vuagnat in Girod, 1978). Les connaissances récentes sur la spilitisation précoce, mais post-magmatique, des basaltes océaniques, permettent d'éviter l'écueil, inhérent aux théories d'un magmatisme spilitique, de l'instabilité de l'albite aux températures de fusion des roches basaltiques.

Du fait des différences de comportement entre Na et K lors des processus sédimentaires, ce diagramme sépare les champs igné et sédimentaire (ce dernier dessinerait un angle obtus dont la bissectrice serait le demi-axe des abscisses positives). Toutefois, comme l'ont montré les études de Loubat (1984) et de Loubat et Delaloye (1984) qui ont utilisé largement ce diagramme pour caractériser des processus d'adinolisation, cette séparation igné-sédimentaire n'a plus force de loi dans le cas de variations chimiques liées aux phénomènes de deutérisme, d'hydrothermalisme, et de métagénèse.

On constate sur ce diagramme le regroupement des roches en trois familles : metabasites (triangles noirs, et cercles), métasédiments (triangles creux), roches quartzeuses (carrés, losanges, étoiles). Chacune, vis-à-vis des références envisagées (resp. basaltes, shales, rhyolites), est plus proche du pôle albite, du fait de teneurs plus faibles en K et plus fortes en Na que dans la référence. Cependant certains échantillons, peu nombreux, s'écarterent de ce comportement.

- Ceux situés à proximité de, ou sous la première bissectrice des axes, ont en effet une teneur en K supérieure ou égale à celle en Na. Il s'agit de roches prélevées près de la coupure centrale de la série (cf. II.1.5, § c), à proximité de la base des Schistes Noirs, et/ou de faciès riches en charbon (82 21, 82 34).
- Certains échantillons de gabbro (n₁), et surtout de gabbro blanc (n₂), ont leurs points représentatifs à l'écart, vers l'anorthite (jusqu'à 70% d'An selon ce diagramme). Cette position résulte de teneurs élevées en Al₂O₃ (jusqu'à 27%). Il pourrait s'agir de faciès riches à l'origine en plagioclases calciques. L'aspect actuel des faciès n₂, blanc mat et aphanitique, ne l'interdit pas : on tendrait là vers une saussuritite massive.

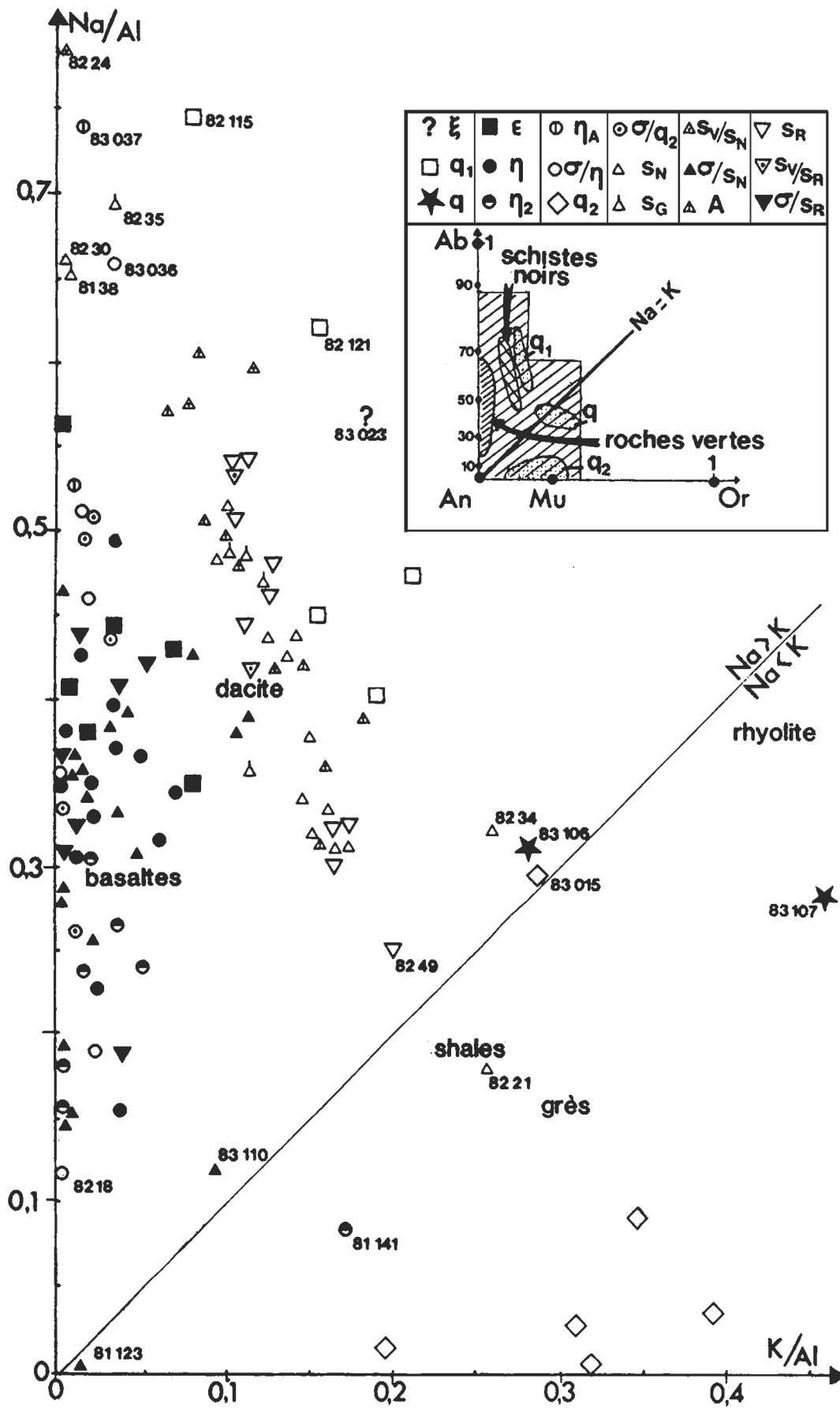


Fig. 43. - Diagramme (Na/Al, K/Al). Tous faciès.

En cartouche, situation des plagioclases (Ab à An), de l'orthose (Or), de la muscovite (Mu), et principaux regroupements de faciès.

Les constituants qui interviennent dans ce diagramme (proposé par B. Moine, et, comme les autres diagrammes utilisés ici, fourni en "routine" par le centre de calcul du C.R.P.G. de Nancy) sont les mêmes que dans le précédent (fig. 42), mais la position du quartz n'est plus définie (Al, en dénominateur, est nul). En toutes lettres, situation des moyennes mondiales (réf. en annexe 3).

On retrouve la disposition rayonnante depuis le pôle albite des trois familles de roches (métabasites, métasédiments, métakératophyres), mais on sépare mieux les roches très différenciées pauvres en alumine, en les éloignant de l'origine des axes.

On notera l'aspect groupé des points représentatifs des Schistes Noirs (près du mot "dacite"). La possibilité d'un enrichissement post-sédimentaire en albite ou en sodium paraît exclue : ce diagramme n'indique guère de reliques éventuelles, proches des shales actuels. Donc on aurait eu une forte teneur en minéraux sodiques (albite d'origine volcanique ?) dans le matériel détritique.

Trois faciès de roches quartzeuses distingués lors de l'étude lithostratigraphique (q, q₁, et q₂ ; cf. fig. 14 et 33) donnent ici trois groupes de points nettement séparés (l'effet de "dilution par le quartz" n'est pas sensible ici comme il l'est en fig. 42). Le premier (q, où Na est voisin de K), bien que relativement pauvre en Na + K, est proche d'une rhyolite. Le second (q₁, où : Na > K) est plus riche (enrichi ?) en soude, le troisième (q₂, où : K >> Na) étant proche du pôle muscovite. Un essai d'interprétation de ces compositions est donné (cf. III.3.5.), qui prend en compte d'autres variables, et les faits de terrain. On retiendra ici la nette distinction entre ces 3 classes de roches quartzeuses, qui semble constituer un fait chimiostratigraphique : les différents échantillons du faciès q₂ proviennent de 5 sites différents, toujours près de la base des Schistes Noirs. Mais il convient de rappeler que ce diagramme ne prend en compte qu'une faible partie de la masse des échantillons (moins de 5%, pour q₂).

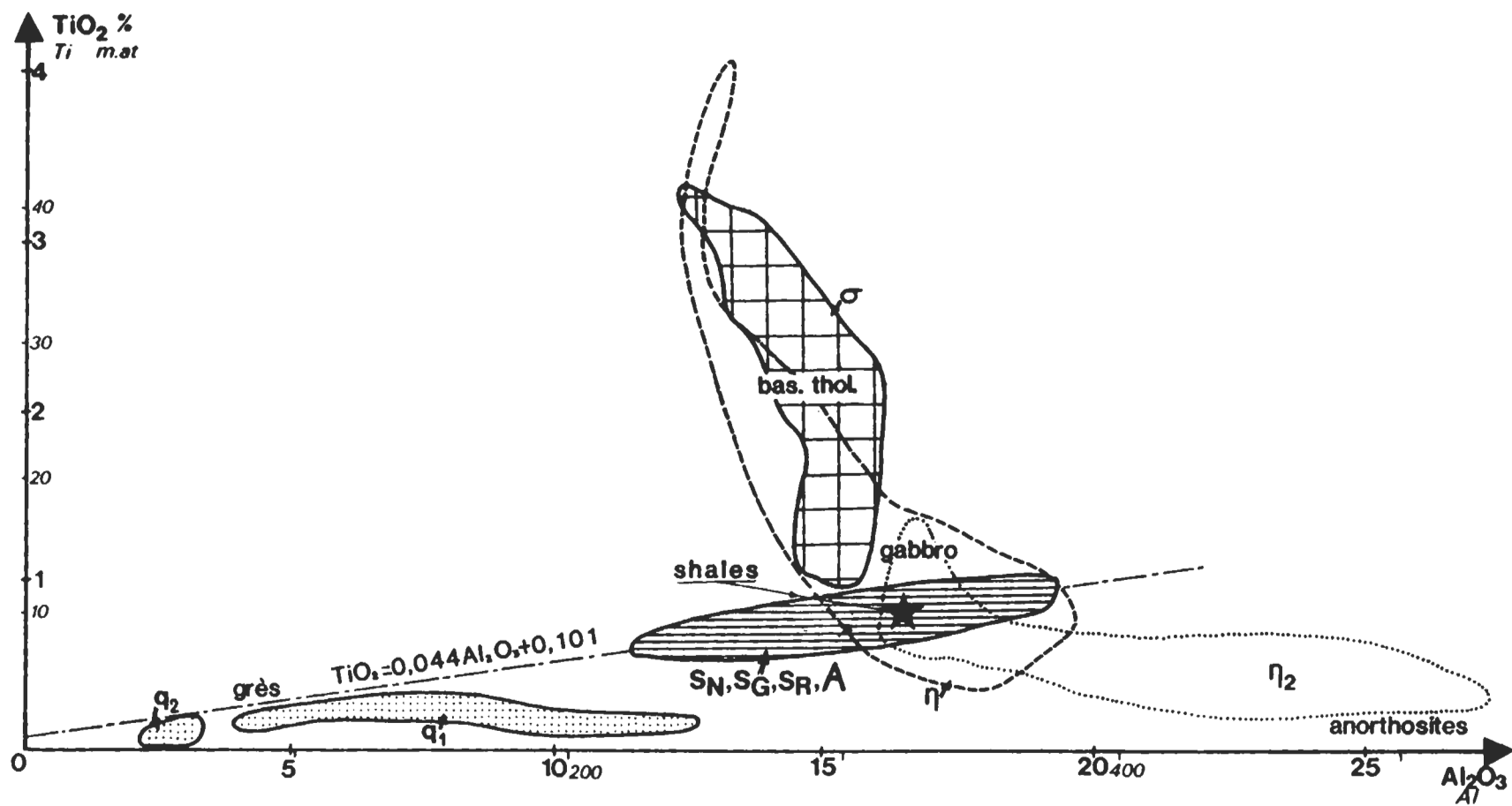


Fig. 44. - Diagramme (Al, Ti) schématisé.

Al et Ti en milliatomes-grammes pour 100g de roche (mat) avec leur équivalent en % pondéral d'oxydes (%): $Al = 19,63 \times Al_2O_3$; $Ti = 12,52 \times TiO_2$. Les contours des différents faciès contiennent tous les échantillons du faciès considéré. **En toutes lettres**: situation de moyennes mondiales (réf. en annexe 3).

Cette représentation a été préconisée par B. Moine (Ploquin, comm. pers.) pour la détection de métasédiments: une corrélation entre ces deux teneurs, suggérant que le titane était lié aux argiles, signerait en effet l'origine sédimentaire. Dans le cas présent, j'effectue la démarche inverse en postulant a priori que les Schistes Noirs sont des métasédiments.

Les variations simultanées de Al et Ti dans les Schistes Noirs ne ressemblent guère à celles observables dans les metabasites. Les points figuratifs de ces dernières occupent un croissant, dont la forme suggère une corrélation négative (non linéaire) entre ces deux teneurs: Ti s'incorpore préférentiellement aux ferro-magnésiens, Al est abondant dans les plagioclases, comme l'indiquerait l'allongement du contour η_2 vers les anorthosites. On peut rapprocher cette dispersion en croissant d'un "color index": σ : roches vert sombre - η : roches vert bleuté clair - η_2 : roches blanches.

Avec les Schistes Noirs, on constate au contraire une corrélation positive entre TiO_2 et Al_2O_3 , avec un coefficient de corrélation égal à 0,704. Ce fait statistique (le titane paraît lié à l'aluminium), comme la similitude avec les shales (leur point moyen est indiqué), pourrait résulter d'importants apports argileux dans cette sédimentation, ce que corrobore l'aspect d'ex-sédiment fin quasi-général de ces assises. Cela sous-entendrait que l'aluminium lui-même serait surtout issu d'argiles, et non d'albite détritique (cf. fig. 43). Ceci serait un obstacle pour accepter l'hypothèse d'un détritisme composé de matériel volcanique (dacitique ?) chimiquement peu modifié. Mais d'autres diagrammes (fig. 45 et 46), où les alcalins interviennent, semblent indiquer une roche-mère composée de deux parts d'albite pour une de quartz.

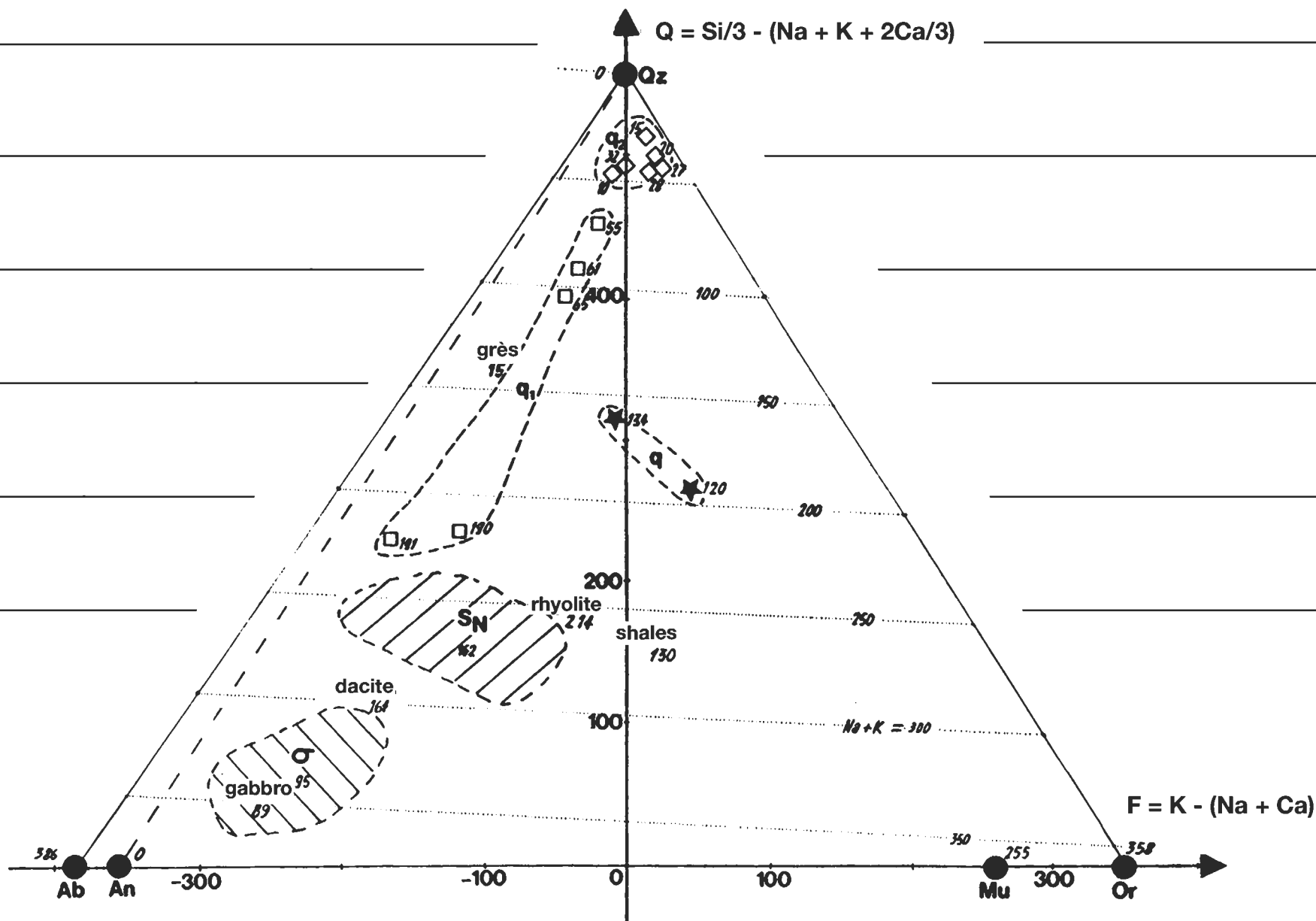


Fig. 45. - Diagramme (Q, F) schématisé. Roches acides.

Paramètres (exprimés en millièmes-grammes pour 100g de roche) : $Q = \text{Si}/3 - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/3$ - $F = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ - **nombres en italiques** : valeurs de $\text{Na} + \text{K}$ pris comme troisième dimension (ou "altimétrie") ; les lignes pointillées sont celles d'isovaleurs ("courbes de niveau") du plan quartz-albite-orthose ($Qz\text{-}Ab\text{-}Or$). Anorthite (An) et muscovite (Mu) sont également situées. **En toutes lettres** : moyennes mondiales (réf. en annexe 3).

Dû à de la Roche (1968), ce diagramme est une représentation du tétraèdre des feldspaths et du quartz. Q représente la quantité de silicium non intégrée à un réseau feldspathique ou micacé, F permettant d'évaluer l'importance des feldspaths potassiques (Or) par rapport aux plagioclases ($Ab\text{-}An$). L'emploi de ces paramètres peut se justifier par la prédominance, dans les compositions modales actuelles des Schistes Noirs (S_N , dans ce diagramme) et des roches quartzieuses (q_1 , q_2 , q), de la phase quartzofeldspathique, et par le rôle réduit de la phase carbonatée (les grès légèrement carbonatés pris comme référence sont nettement déportés vers la gauche et le bas vis-à-vis du quartz).

Les contours figurés sont compréhensifs pour q , q_1 et q_2 , mais pas pour les Schistes Noirs : certains échantillons s'écartant du gros des points figuratifs n'ont pas été retenus (les numéros d'échantillons correspondants sont ceux indiqués en fig. 42 et 43).

Vis-à-vis des shales de référence, on retrouve ici la teneur plus élevée en $\text{Na} + \text{K}$ (162 en moyenne au lieu de 130) comme la richesse relative en Na (proximité de la droite $Ab\text{-}Qz$). C'est le potassium qui apparaît comme le plus variable en teneur : le nuage S_N est en effet allongé en direction des minéraux potassiques (Or et/ou Mu).

Pour q_1 au contraire, tous les points sont à proximité de la droite $Qz\text{-}Ab$ (les valeurs de $\text{Na} + \text{K}$ sont indiquées pour ces échantillons). Ce mélange quasi-exclusif quartzoalbitique est rare dans les roches sédimentaires.

POUR LES CONCLUSIONS, en particulier pour choisir entre l'orthose et la muscovite comme plus probable composant initial des Schistes Noirs, SE REPORTER A LA FIGURE 46.

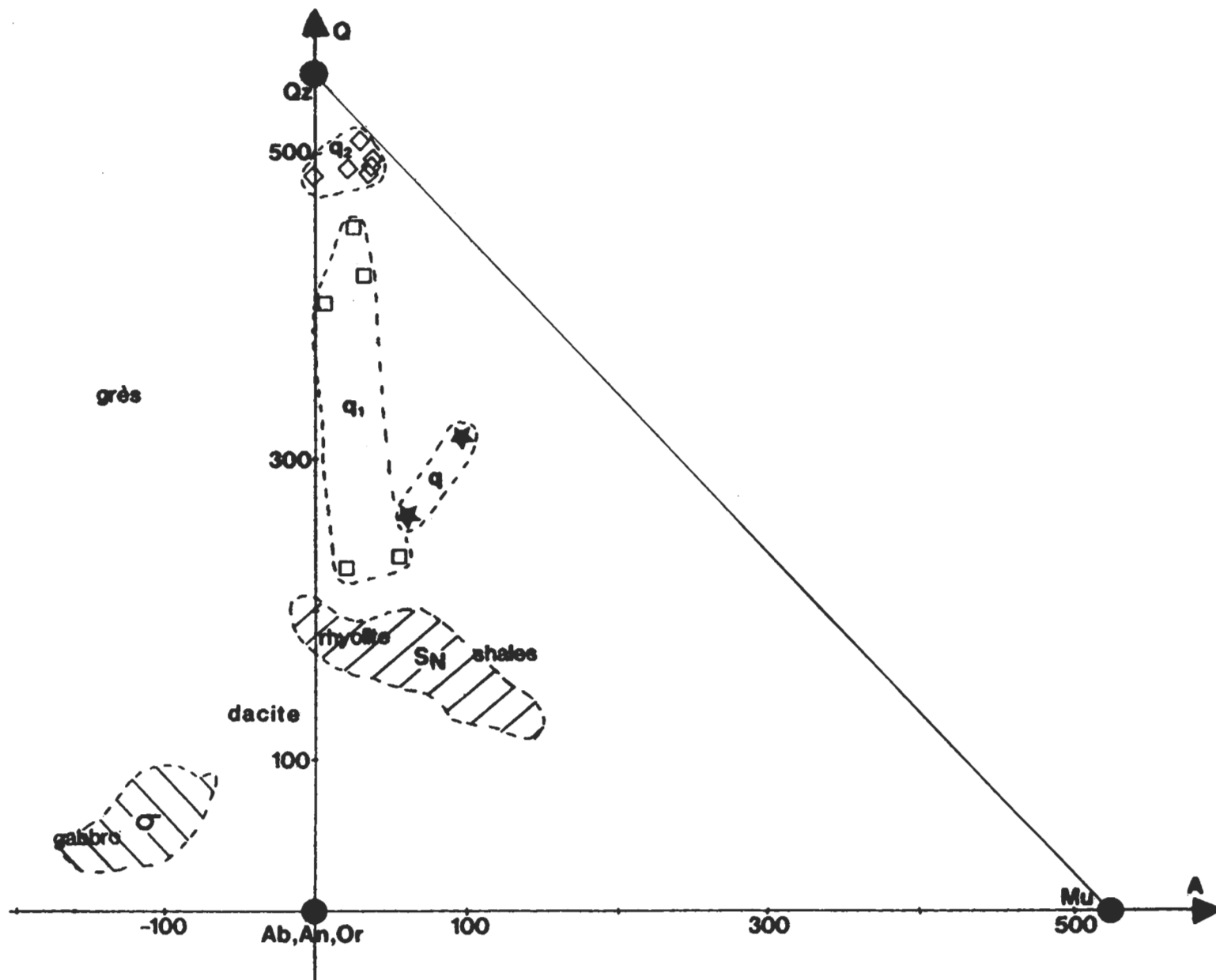


Fig. 46. - Diagramme (Q, A) schématisé. Roches acides (suite et fin).

Paramètres (exprimés en millièmes-grammes pour 100g de roche) : Q : cf. fig. 45 -
A = $Al - (Na + K + 2Ca)$. **En toutes lettres** : moyennes mondiales (réf. en annexe 3). **Symboles** :
 cf. fig. 45.

Le paramètre **A** (de la Roche, 1968), identiquement nul dans les feldspaths, mesure la quantité d'aluminium non intégré aux réseaux feldspathiques. Les roches ignées occupent en gros le domaine $A < 50$, les roches sédimentaires (où l'illite, donc l'aluminium, sont plus abondants) le domaine $A > 50$ (à l'exception des roches carbonatées, déportées vers les abscisses négatives par Ca : voir la situation du grès moyen pris en référence). Les feldspaths sont confondus à l'origine, nettement écartés du pôle muscovite (**Mu** : $A = 522$; $Q = 0$) et du quartz (**Qz** : $Q = 554$; $A = 0$).

Les points figuratifs des roches quartzeuses **q1** sont tous proches de l'axe feldspaths-quartz. Donc l'orthose, plutôt que la muscovite, serait le minéral potassique qui "tirerait" vers la droite les points représentatifs de ces roches dans la figure 45. Cette absence de muscovite indiquerait le caractère volcanique ou volcanogénique probable de ces roches. Au contraire, le chapelet (schématisé) de points **S_N** est allongé vers la muscovite, ce qui indiquerait l'origine illitique du potassium des Schistes Noirs.

En guise de synthèse à ces deux représentations complémentaires (fig. 45 et 46), et en continuant à négliger la part des minéraux ferro-magnésiens et autres carbonates, on pourrait proposer les normes suivantes :

faciès	Qz	Ab	Or	An	Mu	désignation suggérée (avant métamorphisme)
q	40%	30%	30%	<5%	<5%	rhyolite riche en quartz
q1	90% à 50%	10% à 50%	<5%	<5%	<5%	quartz-kératophyre
q2	95%	<5%	<5%	<5%	5%	quartz-kératophyre lessivé ? quartzite très pur ?
S_N	35% à 25%	65% à 55%	<5%	<5%	0% à 20%	pélite ou argilite sodique (riche en quartz et albite ?)

Fig. 47. - Diagramme (R_1 , R_2). Métabasites et Schistes Noirs.

Paramètres (exprimés en millièmes-grammes pour 100g de roche) : $R_1 = 6Ca + 2Mg + Al$; $R_2 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$.
En toutes lettres : position de moyennes mondiales (réf. en annexe 3).

a : Schistes Noirs et leurs sills ;

b : métabasites de la masse magmatique médiane et de la partie inférieure de la série ;

c : schéma (in de la Roche et al., 1980) de localisation statistique des principales roches volcaniques, et de leurs minéraux normatifs (l'axe $R_2 = 1\ 000$ limite à gauche le domaine considéré dans les diagrammes a et b) ; **lignes pointillées** : isoteneurs statistiques en % de SiO_2 , pour ces mêmes volcanites ; **en grisé** : domaine des andésites.

De la Roche (1968) a proposé ce diagramme pour réaliser une projection du tétraèdre des minéraux normatifs (néphéline - quartz - clinopyroxène - olivine) parallèlement au plan critique de sous-saturation, projeté sur la droite $R_1 = R_2$ (Fa : fayalite ; Fo : forstérite ; Di : diopside). Plus récemment (de la Roche et al., 1980), il a fourni des données statistiques sur la situation, dans ce même diagramme, des grandes familles de roches volcaniques (voir leurs noms dans le diagramme c, en Anglais ; O.S. et U.S. : basaltes sur- et sous-saturés).

Les roches quartzeuses n'ont pas été figurées : leurs points figuratifs ont tous des abscisses élevées ($R_2 > 3500$, loin à droite). Pour les faciès retenus, on obtient les correspondances suivantes :

- σ/s_N , σ/s_R : tholéiites, et basaltes alcalins à olivine, et basaltes latitiques ;
- η , η_2 , η_A , σ/η : id., mais aussi basaltes alcalins, et basaltes picritiques, et quartz-latites ;
- **Schistes Noirs** : rhyodacites (cf. fig. 44).

Donc cette représentation ne permet pas de choisir une lignée, ni même de donner un nom à chaque faciès. La spilitisation des roches vertes en est sans doute la cause : Ca, Si, Na, et K, ont pu varier dans des proportions difficiles à estimer. Cependant, après une diminution de Na+K et une augmentation de Ca et de Si, ces roches pourraient se placer dans le champ tholéiitique. Cette origine est suggérée par l'allongement de certains nuages de points figuratifs, parallèlement à la droite $R_1 = R_2$, fait caractéristique des tholéiites selon Marchal et Ohnenstetter (1984).

On peut retenir aussi une certaine proximité de σ/s_N et σ/s_R aux basaltes sous-saturés (points au-dessus de la droite $R_1 = R_2$ dans le diagramme a) - ce qu'indiquerait déjà leur teneur la plus fréquente en SiO_2 (46%) - et l'hétérogénéité de la masse magmatique médiane (diagramme b), difficilement réductible à un processus de différenciation.

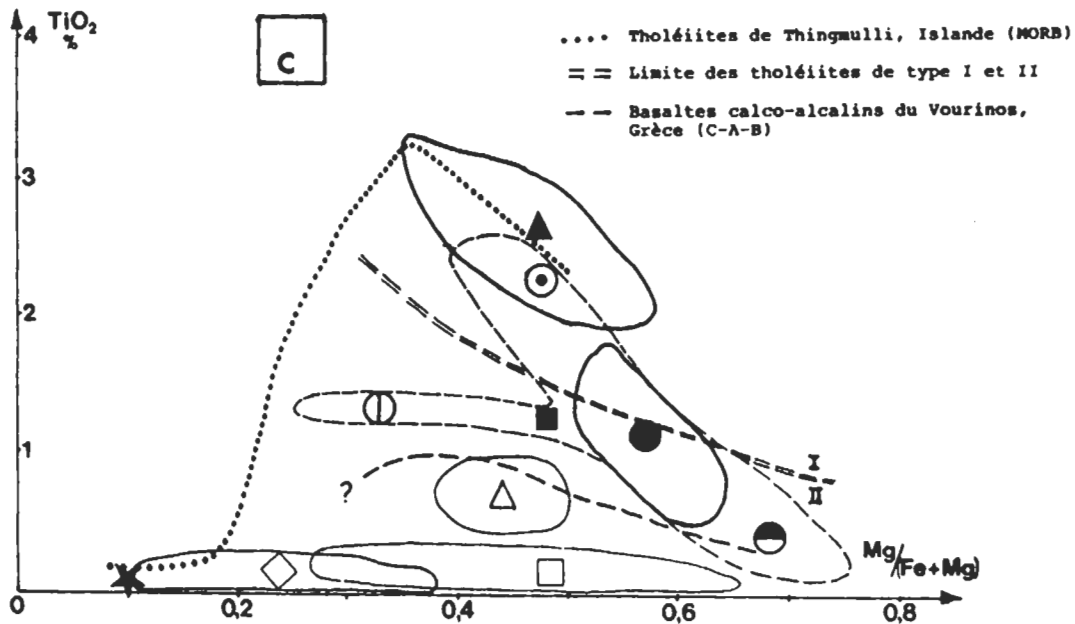
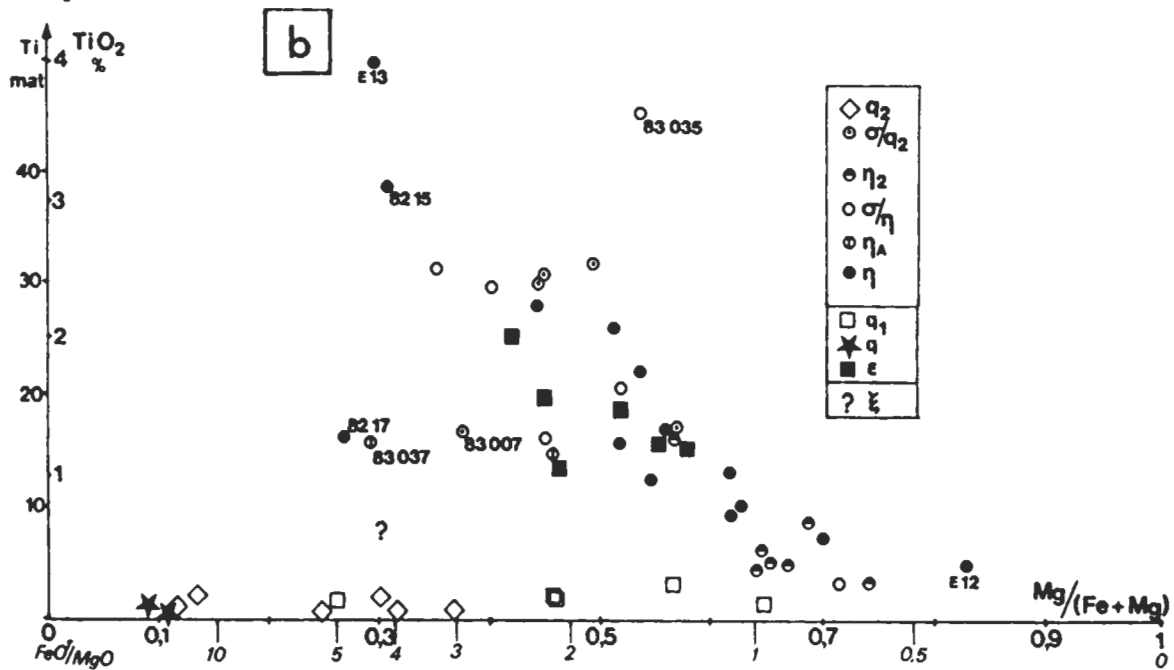
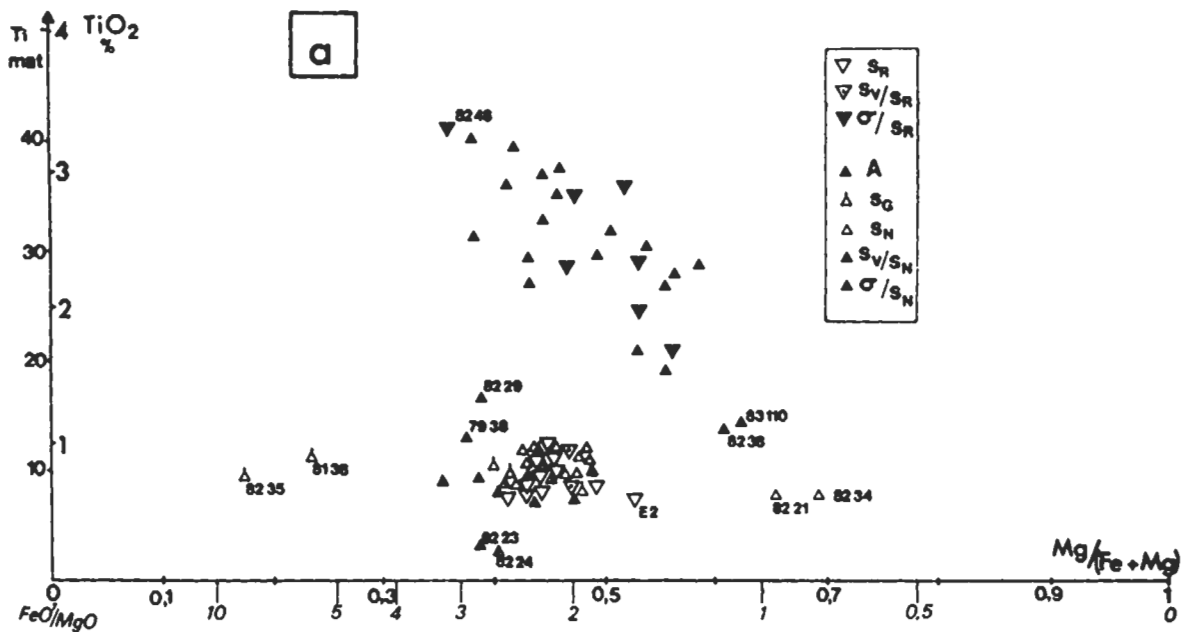


Fig. 48. - Diagramme (Ti, Mg/Fe+Mg). Métabasites (et Schistes Noirs).

Unités : milliatomes-grammes pour 100g de roche ; en abscisse, en italiques, valeurs de FeO^T/MgO . a : Schistes Noirs et leurs sills - b : masse magmatique médiane - c : contour et point moyen des principaux faciès.

Ce diagramme dû à Ploquin (comm. pers.) est une adaptation du diagramme (TiO_2 , FeO^T/MgO) de Miyashiro (1974) à la "routine" du centre de calcul du C.R.P.G. (Nancy). Les formules de passage sont :

$$\begin{aligned} \text{Ti} &= 12,5 \text{ TiO}_2 \\ \frac{\text{Mg}}{\text{Fe}+\text{Mg}} &= \frac{1}{1 + \frac{\text{Fe}}{\text{Mg}}} = \frac{1}{1 + \frac{12,5 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ total}}{24,8 \text{ MgO}}} \end{aligned}$$

On peut y déceler l'éventuelle corrélation entre les augmentations de Ti et de Fe/Mg , caractère distinctif des lignées tholéitiques. L'intérêt de cette représentation est renforcé, ici, par la mobilité présumée faible des trois constituants Ti, Mg, et Fe, lors de la spilitisation et du métamorphisme.

Ce caractère tholéitique ressort pour chacun des deux groupes de métabasites considérés : masse magmatique médiane d'une part, sills dans les Schistes Noirs d'autre part (les Schistes Noirs et q_2 ont été reportés dans ces diagrammes pour montrer la cohérence de l'échantillonnage, mais aussi pour confirmer qu'on ne peut guère considérer ces deux faciès comme des représentants des lignées auxquelles sont rattachées les métabasites associées). Des différences apparaissent (c) entre ces deux ensembles, qui incitent à les considérer comme issus de deux lignées distinctes : le rapport initial $\text{Mg}/\text{Fe} + \text{Mg}$ paraît plus élevé pour les sills (0,8 à 0,9) que pour la masse magmatique médiane (0,7 à 0,8). Ce fait est sans doute à rapprocher des différences entre teneurs en SiO_2 (46% contre 48%) et en Al_2O_3 (15% contre 17%), qui rapprocheraient les sills de tholéiites de type I, et la masse magmatique médiane de tholéiites de type II (selon la terminologie de Marchal et Ohnenstetter, 1984).

On notera également :

- l'alignement à l'horizontale des points figuratifs du faciès η_A (éch. 83 037, p. ex.), faciès qui semble de ce fait étranger aux filiations magmatiques précédentes (cf. fig. 35), quoique apparemment "enraciné" dans les gabbros : il en dériverait aussi, mais par des processus hydrothermaux post-magmatiques ;
- les sills dans les gabbros (σ/η) et dans la barre quartzeuse supérieure (σ/q_2) sont parfois proches de ceux des Schistes Noirs ; il n'est pas exclu qu'il s'agisse pro parte d'intrusions contemporaines ;
- les gabbros blancs (η_2) ont un rapport Mg/Fe élevé, ce qui pourrait confirmer leur origine cumulative (perte de Fe par ségrégation des minéraux ferrotitanés ?) ;
- la distinction, sur le terrain, entre les divers faciès, n'est pas aisée puisqu'on trouve par exemple des point figuratifs de gabbro (disques noirs) dans chacune des sous-familles précédentes (respectivement : éch. 82 17, E 12, et 82 15). Une caractérisation plus précise de ces roches reste donc à faire du point de vue faciologique. Mais il pourrait exister des transitions insensibles entre les divers faciès.

al., 1973, 1974, 1980 ; Juteau et Rocci, 1974 ; Gasquet et al., 1981, pour ne citer qu'eux), l'usage s'est établi de diagrammes où plusieurs constituants interviennent (par exemple, comme en fig. 42, (Al₃-Na, Al₃-K), par Bocquet, 1974a; Ainardi, 1976 ; Terry, 1979), exprimés en milliatomes-grammes pour 100 g de roche. Ceci permet de situer plus vite les minéraux, à proportions stœchiométriques simples, mais requiert pour les analyses des calculs plus longs. Dans d'autres travaux dont ceux de la littérature anglo-saxonne, on trouve des diagrammes souvent apparemment plus simples à mettre en œuvre, mais parfois préconisés et utilisés par leur seul auteur. Suivant les conseils de Terry et Raoult (comm. orale), je fournis également quelques histogrammes ; on ne peut y vérifier de corrélations, mais ils permettent au moins de donner une idée immédiate des compositions les plus fréquentes.

J'ai tenté d'ajouter ma pierre à la Tour de Babel que représente l'ensemble des diagrammes géochimiques dits "courants". Lassé des calculs à la main, j'ai voulu établir ces diagrammes à l'aide d'un micro-ordinateur. Malgré les quelques aléas rencontrés (disquettes défectueuses dès qu'elles sont pleines de données irremplaçables ; vol du micro-ordinateur ; etc.), je reste partisan de l'idée suivante : chaque chercheur devrait pouvoir disposer instantanément, au moins pour son stock d'analyses personnelles, de tout diagramme nouveau qu'il découvre dans la littérature, ou qu'il invente. Un logiciel que j'ai réalisé à cet effet permet, en quelques minutes, d'imprimer tout diagramme rectangulaire ou triangulaire, à coordonnées de forme homographique en 15 éléments, et ce pour 300 analyses (cf. annexe 4).

III.3.2. Les Schistes Noirs.

III.3.2.a. Objet et limites de l'étude.

Je regroupe sous le terme de "Schistes Noirs" l'ensemble des faciès, dont l'origine sédimentaire est présumée, qui constituent la partie supérieure de la série antépermienne de Bellecôte (fig. 33). Cette dénomination globale, due à la fréquence des passées à aspect charbonneux, et aux teintes généralement grises ou noires de ces assises, rend compte également de leur aspect de métapélites. Le matériel initial aurait été un sédiment détritique fin. Ces schistes sont riches en albite, dont l'abondance peut donner des bancs décimétriques gris mat. Il faut rappeler aussi la fréquence des passées vert pâle, décimétriques à métriques, dont l'aspect, la minéralogie (sphène, épidote, chlorite plus abondants), et exceptionnellement la texture microscopique (cf. fig. 27), évoquent des cinérites.

Dans la suite de ce chapitre, je ne reprends pas les distinctions opérées par Peruccio-Parison (1984) entre grès, grauwackes, arkoses, schistes charbonneux, voire "schistes verts d'origine indéterminée". Ayant été conduit à une reconstitution lithostratigraphique différente (cf. III.1.2.), j'ai utilisé la carte géologique de cet auteur, et ses descriptions d'échantillons analysés, pour attribuer chacun de ceux-ci à un des faciès du "log" proposé (fig. 33, et tabl. 4). Le fichier des analyses a été remodelé dans ce sens (annexe 2). Ce classement figure également dans les histogrammes (fig. 36 à 41). On notera que les différences chimiques sont faibles entre les divers faciès.

Si l'ensemble fournit, pour chaque majeur considéré, des modes assez nets, il n'en serait plus de même en prenant en compte chaque faciès isolément : à mon avis, cela serait dû principalement au faible effectif de chaque lot d'analyses.

De plus, aucune différence chimique significative ne m'est apparue entre les sites d'échantillonnage, qu'ils correspondent ou non à la même unité tectonique. Ainsi les schistes de la Roche de Mio et ceux de Bellecôte (unités tectoniques alpines délimitées en fig. 8) formeraient un continuum, ce que suggéraient déjà leurs similitudes de faciès (cf. II.3.).

Outre de possibles cinérites, vert pâle, les Schistes Noirs contiennent de nombreuses passées de roche massive vert sombre, généralement d'épaisseur métrique. La chimie de ces "sills" (nom de terrain) est étudiée ci-après (III.3.3.). On doit retenir, pour l'interprétation de la chimie des Schistes Noirs, que la mise en place de ces roches vertes, comme leur présence au cours de la diagenèse et du métamorphisme, ont pu favoriser certaines modifications chimiques de leur encaissant. Je n'ai cependant pas les éléments qui me permettraient d'appuyer ces conceptions. Un échantillonnage plus précis (cœur, bordure, encaissant proche d'un sill), répété sur plusieurs sills, serait nécessaire par exemple pour apprécier la portée d'une éventuelle adinolisation, ou mesurer les migrations métasomatiques lors du métamorphisme alpin.

Un autre facteur qui pourrait avoir guidé des modifications chimiques serait la présence de matière organique et de pyrite. On peut supposer que lors de toute élévation de température (métamorphisme thermique lié aux sills, ou métamorphisme alpin), l'abondance de composés organiques et de soufre a pu donner des pressions de fluides élevées, et donc favoriser la mobilité chimique. Là encore, ces facteurs mériteraient une étude plus spécialisée, comme d'ailleurs les implications proprement sédimentologiques de la présence de charbons, ou de couches à aspect similaire.

Schade (comm. orale de J. Fabre) a étudié le spectre de diffraction des rayons X par la matière organique d'un "charbon" de la Pointe des Chardes. Son degré d'évolution métamorphique montrerait que le matériel

considéré n'a jamais subi de réchauffement à des températures excédant celles du faciès des schistes verts (250°C à 300°C).

Du fait de ces nombreuses inconnues, mon interprétation du chimisme des Schistes Noirs se veut prudente, et est probablement schématique. Je propose d'y privilégier la recherche des sources du matériel sédimentaire, en considérant qu'il s'agissait à l'origine de sédiments pélitiques.

III.3.2.b. Faits géochimiques, interprétations.

On pourra comparer ci-dessous la composition des Schistes Noirs à deux moyennes mondiales (références en annexe 3). Le motif de ces rapprochements est exposé ensuite. Les éléments considérés sont rangés par ordre de mobilité croissante lors du métamorphisme. Les modes indiqués sont ceux relevés dans les histogrammes (fig. 36 à 41) :

élément en % d'oxyde	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Schistes Noirs :								0
mode(s) sur	14,5	0,8	6	67	2,5	2	4	1
45 analyses								3
<u>moyennes mondiales :</u>								
shales océaniques	16,7	0,78	6,9	58,9	2,6	2,2	1,6	3,6
dacite	16,7	0,64	5,5	63,6	2,1	5,5	4,0	1,40

La silice et la soude sont plus abondantes dans les Schistes Noirs que dans le shale de référence, au détriment apparent d'autres éléments (Al, Fe, et surtout K). On aurait ici des métapélites sodiques et quartzieuses. Leur similitude est plus nette avec les dacites, à cause notamment des alcalins. Il convient donc de rechercher si ces teneurs en alcalins auraient pu être acquises postérieurement au dépôt.

Dans les diagrammes choisis pour l'étude des alcalins (fig. 42 et 43), les Schistes Noirs forment des groupements étirés entre le shale de référence et l'albite. Mais peu de points s'écartent de ces groupements : il n'y a guère de traces d'un enracinement près du shale de référence, ni d'une dérive vers le pôle albite. Il est donc probable que ces sédiments possédaient, avant toute diagenèse ou tout métamorphisme, à peu près leurs teneurs actuelles en alcalins (d'autres constatations faites au II.1.5. vont dans le même sens : une albitisation générale n'aurait pas épargné certains niveaux stratigraphiques, toujours les mêmes). La proportion de matériel phylliteux de type illite ou muscovite (porteuses de potassium) devait donc être faible dans ces pélites.

Le diagramme (Al, Ti) (fig. 44) montre une corrélation positive entre ces deux teneurs pour les 45 échantillons de Schistes Noirs ($r = 0,704$) : le titane paraît lié à la phase alumineuse. Ce diagramme suggère de plus une certaine stabilité de ces deux teneurs pendant toute la durée du dépôt de ces centaines de mètres de pélites. On aurait là un matériel très typé, signe de conditions paléogéographiques stables pendant un laps de temps notable.

La minéralogie primitive de ces pélites n'est plus accessible à l'observation directe (aux rayons X, par exemple) du fait du métamorphisme alpin. Les diagrammes (Q, A) et (Q, F) (fig. 45 et 46), où sont pris en compte Si, Al, Na, K, et Ca, peuvent néanmoins servir à estimer les proportions des différents minéraux, sous l'hypothèse, certainement simplificatrice mais inspirée de la minéralogie actuelle, que le matériel comprenait essentiellement du quartz, des feldspaths, et des illites ou muscovites. Dans ces deux diagrammes, les Schistes Noirs sont disposés sur une ligne reliant la muscovite (ou illite) à un point du segment quartz-albite (une fois encore, cette disposition paraît exclure toute albitisation post-sédimentaire, qui se serait traduite par une dispersion orientée vers le point figuratif de l'albite). On peut en déduire la composition modale suivante : 0% à 30% de muscovite (ou illite), 70% à 100% de quartz + albite, avec environ deux fois plus d'albite que de quartz.

Pour Ploquin (comm. orale), cette prédominance d'une association de quartz et d'albite en proportions constantes (rapport Ab/Qz à peu près constant, proche de 2) montrerait que la source de ce matériel était de nature dacitique, ou en tout cas magmatique (plagiogranite, trondhjémite, ou kératophyres quartziques). Cette hypothèse sous-entend qu'on aurait là un matériel volcanique chimiquement à peine modifié, si ce n'est par un apport minoritaire argileux (contenant les zircons de roches calco-alkalines ou de migmatites découverts par Peruccio-Parison, 1984). Les Schistes Noirs seraient des métacinérites, ou bien les produits d'une érosion peu dégradante sur un matériel volcanique dacitique. Pour sa part, Peruccio-Parison (1984) a considéré que le matériel-source consistait plutôt en basaltes andésitiques, dont les plagioclases auraient été décalcifiés, mais Ploquin (comm. orale) est d'avis que les dégradations chimiques sédimentaires alors nécessaires sont peu vraisemblables.

On arriverait ainsi à justifier la teneur élevée en sodium de ces sédiments. Voir dans les Schistes Noirs un matériel volcanique ou magmatique à peine modifié chimiquement me semble cependant hasardeux. Une érosion produisant un matériel fin, même sous climat périglaciaire, n'aurait eu que peu de chances de respecter aussi bien le chimisme de roches-mères volcaniques. Une érosion proximale vis-à-vis du bassin de sédimentation (hypothèse de Peruccio-Parison, 1984), et qui

n'aurait fourni aucun conglomérat, me paraît plus que douteuse. De même, un volcanisme contemporain et proche, de nature andésitique ou dacitique, aurait dû laisser des traces d'activité explosive (brèches à éléments volcaniques, par exemple). Ce qui est au contraire évident, tant sur le terrain lui-même que dans les caractères géochimiques (fig. 44 p. ex.), est la finesse, la monotonie, l'apparente maturité de ce matériel détritique. Conclure alors que l'essentiel du détritisme était formé de quartz et d'albite, même très fins, peut paraître surprenant. Mais j'avoue ne pas voir de meilleure alternative présentement. Je préfère ne pas pousser plus loin l'interprétation, et ne proposerai ici aucune hypothèse nouvelle sur la nature et le contexte géodynamique des éventuelles manifestations volcaniques qui seraient à la source de ce matériel détritique.

Ces réserves faites, il me semble plausible de considérer les Schistes Noirs comme d'ex-sédiments fins (pélitiques, et/ou argileux), déposés à l'écart des influences terrigènes grossières (loin des côtes ?), où la soude marquerait de fortes influences volcaniques (cinérites quartzo-albitiques ? pélites quartzueuses et argiles sodiques ?). Les similitudes sédimentologiques et géochimiques, même imparfaites, avec les shales océaniques actuels pourraient corroborer l'idée d'un milieu marin. L'absence de toute sédimentation chimique (pas de carbonates, par exemple), la présence d'un substratum fait de roches volcaniques basiques, comme celle de tholéiites en sills au sein des Schistes Noirs (cf. III.3.3.) suggèrent alors un contexte géodynamique de bassin profond à croûte océanique, ou à croûte continentale amincie.

Des apports plus grossiers et d'origine sialique dans ce détritisme doivent cependant s'être produits, mais à mon avis tardivement. Alors que zircon et tourmaline sont quasiment absents dans les autres assises distinguées, Peruccio-Parison en a découvert dans ce qu'elle nomme "grauwackes de la Crête des Echines". Pour moi, par analogies faciologiques et lithostratigraphiques, ces "grauwackes" correspondraient à l'assise A (fig. 33), où j'ai également trouvé des zircons et tourmalines (cf. II.3.5). Selon leur typologie (Peruccio-Parison, 1984), les zircons proviendraient de migmatites, de granites, et de rhyolites, donc de roches-mères assez variées à cachet continental.

On peut de même attribuer une origine sialique aux illites ou muscovites décelées dans le reste des Schistes Noirs en faibles quantités. L'aspect plurimodal de l'histogramme du potassium (fig. 41) traduirait le caractère variable (car lointain ?) des apports illitiques. Mais ce n'est qu'une possibilité : une séricitisation limitée lors des déformations alpines aurait pu produire les mêmes résultats (cf. III.1.4, dernier alinéa).

Cette reconstitution ne tient pas compte de la présence de matière organique et de pyrite. Mais j'exclus, suite aux conclusions précédentes, un contexte limnique ou paralique. J'ai constaté que les passées les plus charbonneuses, souvent riches en pyrite, reposent directement sur le substratum volcanique à la base des Schistes Noirs (q_2 , η_2), ce qui pourrait être l'indice d'influences hydrothermales (CO_2 de décarbonatation des roches vertes assimilé par des organismes ?).

III.3.3. Les sills dans les Schistes Noirs (σ/s_N , σ/s_R).

Le mode exact de mise en place de ces passées métriques de roches vertes n'est pas connu. Selon Raoult (comm. orale) et Peruccio-Parison (1984), il s'agirait de sills, ce dont témoignerait notamment la décroissance de la taille des cristaux du cœur vers le bord de ces passées, évoquant une bordure figée. Pas plus qu'eux, je n'ai observé de faciès de brèches, pillows, ou autres indices d'un volcanisme effusif aérien ou aquatique. Je garde donc ce nom de terrain, sills (au lieu du terme filon-couche choisi par Peruccio-Parison), en supposant une mise en place par intrusions postérieures au dépôt des Schistes Noirs.

Ayant évoqué ces roches à plusieurs reprises au cours du chapitre II, je ne rappelle ici que leurs principales caractéristiques. Il s'agit de roches vert sombre, massives, peu ou mal foliées. Au microscope, on voit tantôt des actinotes millimétriques sur fond chloriteux, comme dans les gabbros, tantôt une pâte uniforme à grain plus fin (chlorite + épidote + amphibole + opaques), mais avec un développement toujours visible de minéraux ferrotitanés, dont du sphène, et parfois de pyrite. L'annexe 1 comporte une description sommaire des 27 échantillons analysés, dont 7 proviennent de la série de la Roche de Mio (comme pour les Schistes Noirs, je n'ai pas différencié les sills selon l'unité tectonique, ou la série, dont ils proviennent ; cf. III.3.2.a.).

Dans les histogrammes (fig. 36 à 41), j'ai choisi de paralléliser leur distribution à celle des Schistes Noirs. Le contraste est généralement net, sauf peut-être pour Al et Na, et les éventails de compositions assez réduits. On relève les modes suivants, comparés à quelques moyennes mondiales (références en annexe 3), en rangeant les éléments par ordre de mobilité croissante :

élément en % d'oxyde	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
mode(s) relevé(s) dans les sills	15	2,5 3	11 15	46	6 8	9	3,5	0,25
<u>moyennes mondiales :</u>								
basalte alcalin à olivine	14,6	2,63	12,8	45,8	9,4	10,7	2,6	0,95
basalte tholéiitique	14,1	2,03	12,8	50,8	6,3	10,4	2,2	0,82
basalte calco-alcalin	17,8	1,10	10,8	50,6	5,5	10,5	2,6	0,48

Ces sills sont donc proches de basaltes. Leurs teneurs en fer et en titane suggèrent des basaltes alcalins à olivine ou des basaltes tholéiitiques. Toutefois, la distinction entre les différentes lignées est délicate à apprécier sur ces valeurs brutes, puisqu'elle porte sur les variations simultanées de certains paramètres, tels le rapport Fe/Mg (voir plus loin, et fig. 48).

On notera d'abord leurs caractères spilites avec, comme dans les Schistes Noirs mais moins loin de la référence, un excès de sodium au détriment apparent du potassium. On a également un appauvrissement en Ca et Si, fait habituel dans les spilites d'après Vuagnat (*in* Girod, 1978). Dans tous les diagrammes (fig. 42 à 48), le groupement des points figuratifs traduit, comme d'ailleurs dans les histogrammes, la cohérence probable de l'échantillonnage, et la constance de la spilitisation. La figure 42 en fait foi, du moins pour les alcalins. Comme Vallance (1974) et Coombs (1974), l'albite étant instable aux températures des basaltes en fusion, je considère que la naissance de cette anomalie des alcalins a suivi de peu la mise en place, et est née lors du refroidissement des basaltes. Qu'il s'agisse de sills ou de coulées, l'influence de la soude ambiante (eau de mer, ou sédiment encaissant encore riche en fluides) est probable. Cette modification précoce de leurs compositions serait encore sensible dans le diagramme (R_1 , R_2) (fig. 47), où interviennent les alcalins, Ca, et Si, mais beaucoup moins dans le diagramme $(Ti, Mg/Fe + Mg) : Ti$ et Fe sont réputés peu mobiles, ce que semblent attester les comparaisons aux basaltes actuels.

Des teneurs en fer et titane élevées distinguent ces roches des faciès dits gabbros (fig. 44 et 48 ; cf. II.3.4.). L'augmentation de ces deux teneurs semble corrélable à l'augmentation du rapport Fe/Mg (fig. 48). Sur ce plan, les sills dans les Schistes Noirs ont un chimisme proche de celui des tholéiites actuelles. Avec les constatations faites sur leur encaissant sédimentaire, et les hypothèses paléogéographiques que j'ai proposées (III.3.2.), on peut donc parler de tholéiites océaniques.

La situation du chapelet des points figuratifs de ce faciès, dans la figure 48, indiquerait selon Marchal et Ohnenstetter (1984) des tholéiites proches de tholéiites abyssales : les cortèges que forment ces dernières sont caractérisés notamment par une teneur moyenne en TiO_2 de 1,65%. Selon Ploquin (comm. personnelle), cette situation est la même que celle de certaines tholéiites islandaises. Ceci tendrait à confirmer le contexte océanique, éloigné des continents, suggéré par les caractères des Schistes Noirs.

III.3.4. Gabbros et roches basiques associées.

III.3.4.a. Faciès étudiés (n , n_A , n_2 , σ/n , σ/q_2).

Je considère conjointement ces cinq faciès, du fait de leur appartenance à la même unité lithostratigraphique, la "masse magmatique médiane" (fig. 33). Le cas des roches quartzeuses associées (q_2) est traité ensuite (cf. III.3.5.). Je rappelle d'abord les conditions de gisement et les rapports mutuels de ces diverses roches.

- Le faciès principal (η : 14 analyses) constitue généralement des lentilles stratoïdes (100 m à 300 m d'épaisseur, pour 1 km de diamètre) telles celles de Plan Richard (pl. h.t. 2), de la Sauvire (Peruccio-Parison, 1984) et de Friolin (fig. 30 et pl. h.t. 4). Ailleurs ces roches existent également en passées stratiformes de quelques mètres d'épaisseur (pl. h.t. 3 et fig. 26), toujours surmontées par la barre quartzreuse q_2 . Il pourrait s'agir de coulées, ou de sills peu profonds mais épais (10 m à 200 m), car ces "gabbros" (nom de terrain) semblent occuper une position lithostratigraphique constante (fig. 33).
- Ils contiennent des filons ou enclaves plus sombres (σ / η ; 6 analyses) dont le faciès rappelle les sills dans les Schistes Noirs. Peruccio-Parison (1984) en a fait parfois des enclaves, mais tous les contacts que j'ai vus (sur des blocs éboulés) avec le gabbro suggèrent des faciès de bordure de sill (grain très fin du côté vert sombre, lisérés d'oxydes). On a aussi des passées claires, soit plus acides (η_A ; 2 analyses ; cf. III.2.2.) soit plus basiques (η_2 : 7 analyses). Ce dernier faciès, généralement au contact des Schistes Noirs, donc au sommet probable de la masse magmatique médiane (cf. sa description, II.4.), pourrait représenter les dernières émissions de laves avant le début de la sédimentation péritique.
- J'ai joint à ces divers faciès les passées métriques de roche vert sombre fréquentes dans la barre quartzreuse supérieure (σ / q_2 : 6 analyses). Comme le faciès σ / η , il pourrait s'agir de filons ou de sills tardifs, similaires à ceux des Schistes Noirs. Ce faciès est sujet à des variations importantes de composition chimique (carbonatations ? cf. fig. 14B, tabl. 2, et tabl. 3).

III.3.4.b. Faits géochimiques. Lignée magmatique proposée.

Dans les histogrammes (fig. 36 à 41) chacun de ces faciès, comme leur réunion, montre un étalement des teneurs (même pour les majeurs réputés peu mobiles comme Al, Ti, et Fe) qui se traduit par l'existence de plusieurs modes :

élément en % d'oxyde		Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
mode(s) pour			0,5						
$\eta + \eta_2 + \eta_A +$		15	1,5	10	49	5	9,5	3,5	0,25
$\sigma / \eta + \sigma / q_2$			2,5						
autres modes*	η	17	1,5	8					
et mode(s)									
propre(s)	η_2	17	0,5	4,5	46	3			
d'un faciès		22				8			
		27							
	σ / η			11	44	3			
				14		8			
	σ / q_2	13,5		14			3		
moyenne*	η_A				57,5	3	3	6	
moyennes mondiales (références en annexe 3) :									
basalte alcalin		14,6	2,63	12,8	45,8	9,4	10,7	2,6	0,95
à olivine									
basalte tholéiitique		14,1	2,03	12,8	50,8	6,3	10,4	2,2	0,82
basalte calco-alcalin		17,8	1,10	10,8	50,6	5,5	10,5	2,6	0,48
anorthosite		25,7	0,52	2,4	54,5	0,8	9,6	4,7	1,06
gabbro		16,8	1,32	11,3	48,4	8,1	11,1	2,3	0,56

* : seules sont indiquées les valeurs différant des modes communs (1^{ère} ligne)

On notera la multiplicité des modes pour certaines teneurs. Il est probable que l'effectif insuffisant de l'échantillonnage y est pour beaucoup dans certains cas. Mais par comparaison avec les sills des Schistes Noirs, la dispersion de l'ensemble est évidente dans les histogrammes.

Deux roches plutoniques, les anorthosites et les gabbros, sont citées, les premières car elles sont parmi les rares roches magmatiques à comporter des teneurs en Al_2O_3 aussi élevées que certains faciès présents ici, les seconds pour tenir compte de l'hypothèse, impossible à exclure totalement, qu'on aurait là une masse intrusive proprement plutonique. Toutefois cette éventualité est rendue improbable par la grande hétérogénéité constatée, faciologique comme géochimique, et par la spilitisation de ces roches, spilitisation dont le faciès η_A (cf. III.2.2.) représenterait un extrême. Ces faits évoquent plutôt un contexte éruptif ou hypovolcanique, avec fort hydrothermalisme.

Cette spilitisation se manifeste de façon semblable à ce que j'ai décrit dans les sills (substitution apparente de Na à K, baisses des teneurs en Si et Ca), et tend à indiquer un milieu similaire (marin ?).

Le diagramme (R_1 , R_2) (fig. 47), utilisable avec les mêmes réserves que pour les sills (car Ca, Si, et les alcalins, y sont pris en compte), montrerait surtout la spilitisation de ces basaltes. Si on se limite au faciès principal (η , ronds noirs en fig. 47), on note cependant, comme pour les sills, un apparent alignement sous la droite $R_1 = R_2$, parallèlement à celle-ci, qui dénoterait une tendance tholéiitique. Dans le diagramme (Ti, $\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$) (fig. 48), on a la confirmation du caractère tholéiitique de l'ensemble (sauf pour η_A , qui n'est probablement pas une roche magmatique), mais aussi une indication supplémentaire : il semble s'agir d'une lignée distincte de celle des sills étudiés précédemment ; les faciès de roches vertes de la masse magmatique médiane sont dans l'ensemble moins riches en titane (voir aussi l'histogramme du titane, fig. 40).

On se rapprocherait de tholéiites de type II (selon Marchal et Ohnenstetter, 1984), dont la teneur moyenne en TiO_2 est 0,67%. Pour Ploquin (comm. personnelle), ces roches rappellent des tholéiites de type II, d'arc insulaire immature. La masse magmatique médiane aurait donc un cachet géochimique différent de celui des sills, mais évoquerait déjà un contexte de croûte océanique.

III.3.4.c. Faciès particuliers.

- Pour les faciès σ/η et σ/q_2 , on notera que certains points figuratifs dans ce même diagramme (fig. 48) se rapprochent de σ/s_N et σ/s_R . On pourrait en effet penser que ces quatre groupes de filons ou sills "sombres", riches en fer, sont de la même génération. Mais les faits de terrain sont insuffisants pour confirmer cette idée. Il me paraît improbable, du fait de l'état de déformation (au moins deux schistosités pénétratives), qu'on puisse un jour suivre à

la trace un appareil filonien, pour vérifier par exemple qu'il aurait traversé les gabbros, l'assise q₂, puis les Schistes Noirs. Je n'ai pu observer en continuité de lentille de ces faciès vert sombre (σ) sur plus de quelques décamètres.

De plus, les "sills" dans q₂ présentent une apparente carbonatation (fig. 14B, tabl. 2 et tabl. 3), que j'ai rapprochée des anomalies chemostratigraphiques de la barre q₂ (II.1.5.c). Ces roches vertes auraient été présentes avant le dépôt des Schistes Noirs, et n'auraient donc aucune parenté avec les sills de ces derniers.

- Quant aux "gabbros blancs" (η₂), leurs similitudes chimiques avec les anorthosites (sans similitudes de gisement) me conduisent à y voir des faciès d'accumulation de plagioclases. De tels faciès sont connus en coulées volcaniques (Verriez, 1980 ; Baker in Girod, 1978, p. 147), où ils résulteraient de phénomènes cumulatifs à l'intérieur des chambres magmatiques (descente des minéraux ferrotitanés, ségrégation vers le haut des plagioclases). Cette interprétation n'est pas contradictoire avec l'aspect actuel de ce faciès : il pourrait s'agir d'une saussuritite, à grain très fin, grain identique à celui des plagioclases saussuritisés de la figure 20 (je préfère cette explication, plutôt que faire de ce faciès un représentant isolé d'une hypothétique lignée calco-alcaline, lignée où l'on a aussi des teneurs élevées en Al).

L'hétérogénéité, tant faciologique que géochimique, de la masse magmatique médiane peut donc s'expliquer en considérant que c'est un empilement de roches volcaniques ou hypovolcaniques, où diverses variations ont pu s'additionner. Selon les cas on aurait eu des processus cumulatifs, deutériques, hydrothermaux, autométamorphiques, complétés par l'altération (sous-marine ?), le tout avant le métamorphisme alpin.

III.3.5. Roches quartzeuses (q, q₁, q₂) et roches vertes de la partie inférieure de la série (ε).

Les échantillons dont je dispose sont moins nombreux que précédemment : chacun de ces faciès n'a fait l'objet que de deux à six analyses. Cette étude est donc préliminaire. Elle est hypothéquée de plus par des problèmes structuraux qui rendent délicates les corrélations lithostratigraphiques. Par exemple, q₁ et ε ont été échantillonnés conjointement car ils forment des alternances métriques, mais sur deux sites éloignés, sans que je puisse assurer l'équivalence lithostratigraphique des deux portions de série (le premier site est Plan Richard : six prélèvements, dont 3 pour q₁ ; cf. fig. 9 ; le second site est dans la vallée du Ponturin, où affleure vraisemblablement la série du Mont Pourri ; cf. II.2.1, annexe 1, et chap. IV).

Les roches vertes analysées (ε ; 6 analyses) ont des faciès variés (cf. annexe 1), mais sont riches en soude vis à vis des précédentes (fig. 42), ce dont témoigne d'ailleurs la fréquence d'amphiboles bleues. Les histogrammes (fig. 36 à 41) montrent, en moyenne (ou en modes, quand ils sont nets) :

Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
17%	1% et 1,5%	10%	49%	4,5%	4 à 9%	4%	0,25%

On pourra y relever une similitude avec les gabbros, au niveau de l'aluminium et du titane, mais un rapport Fe/Mg plus élevé, et la grande variabilité du calcium. Pour moi, c'est la spilitisation qui est ici surtout manifeste, qui se retrouve dans les roches quartzеuses associées (q₁, voir tableau suivant). Le nombre d'échantillons ne permet guère de pousser plus loin l'interprétation. Ces métaspilites, qui forment une assise d'épaisseur kilométrique sous les gabbros, sans coupure nette au passage d'un faciès à l'autre, participeraient du même épisode volcanique.

J'ai signalé, lors de l'étude lithostratigraphique, l'intérêt des passées quartzеuses comme niveaux-repères, en insistant sur les différences chimiques entre elles (cf. II.4), et en soulignant que les caractères du faciès q suggèrent une origine volcanique (fig. 19). Avant de proposer une interprétation du chimisme de ces roches, je dois signaler un fait supplémentaire en faveur d'une origine volcanique.

Un échantillon analysé (G 83 064), attribué au faciès q₂ (même texture ; mêmes caractéristiques géochimiques, dont : SiO₂ > 90% ; Na₂O << K₂O), provient du massif du Mont Pourri (face W de l'arête des Plattières). Trois essais d'extraction des zircons sur les niveaux q₂ et q se sont révélés infructueux, mais le quatrième, portant précisément sur cet échantillon, m'a permis d'en dégager suffisamment (22 zircons à faces indexables) pour y déceler une probable origine volcanique. Les zircons dégagés sont en effet des types S₁₉, S₂₀, S₂₄ et S₂₅ : selon l'auteur de cette typologie (Pupin, 1976), ces zircons proviendraient de roches ignées "à haut indice de température" (800°C), c'est-à-dire de roches effusives acides plutôt que de roches plutoniques. Un échantillon provenant des barres q₂ de la Pointe des Chardes contenait aussi une majorité de ces mêmes types de zircons (selon Peruccio-Parison, 1984, p. 192, éch. 81-127). Sans signifier obligatoirement qu'on a là une métarhyolite (les zircons pourraient être remaniés), ces données montrent au moins l'origine volcanique du matériel (tuf ? matériel ignimbrétique ?).

Afin de déterminer la nature antémétamorphique de ces roches très riches en silice, on peut tenter des comparaisons avec des grès ou avec des roches volcaniques acides (les moyennes seules sont indiquées) :

élément en % d'oxyde	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
q ₂	2,9	0,1	0,7	93,0	0,1	0,2	0,3	0,8
q ₁	5,8	0,2	1,5	83,5	0,6	0,4	2,8	1,0
q	11,7	0,1	1,2	79,2	0,05	0,0	2,1	4,0
moyennes mondiales (références en annexe 3) :								
grès	4,8	0,25	1,4	78,7	1,2	5,5	0,45	1,3
rhyolite	13,4	0,22	2,1	73,7	0,32	1,13	3,0	5,3

q se rapproche d'une rhyolite, q₁ d'un grès peu calcique mais "trop" sodique, q₂ d'un grès très pur. Seule la première assimilation est confirmée par les faits

observés : q montre des quartz rhyolitiques, une texture microgrenue, et se présente en "cheminée". Partant de cette donnée, je propose d'exclure toute influence sédimentaire dans la genèse des barres quartzeuses q₁ et q₂ dont les faciès sont similaires, même si, par exemple dans le diagramme (Na/Al, K/Al) (fig. 43), la position de q₂ est proche de celle de la muscovite. La filiation suivante peut être envisagée, à titre d'hypothèse :

- q ressemblerait à la roche éruptive originelle, de type rhyolitique, peu modifiée car non épanchée (cf. fig. 19).
- q₁ serait un épanchement de la précédente en surface, altéré par hydrothermalisme spilitisant avec lessivage, plus rapide pour le potassium que pour le sodium, des feldspaths alcalins ("albitisation"), et de possibles chloritisations associées (ε). K₂O reste néanmoins, à la teneur 1%.
- q₂ serait un épanchement du même type de roche, mais altéré plus profondément par hydrothermalisme (de plus longue durée ?), avec stabilisation du potassium sous forme de muscovite, disparition presque complète de Na, Fe, Ca, et éventuellement silicifications.

Une origine volcanique paraît possible pour le faciès q₁, en considérant sa position dans le couple de diagrammes (Q, F) et (Q, A) (fig. 45 et 46) : le premier permet d'exclure toute influence de muscovite détritique, le second de montrer que la phase feldspathique de q₁ se compose uniquement d'albite. q₂ est trop siliceux pour autoriser un diagnostic. Je rappelle seulement, pour ce dernier faciès, que de la muscovite d'origine hydrothermale aurait pu exister, et même croître, dans les conditions qui régnaient à "l'époque q₂" : j'ai signalé un cas de roche verte (σ/s_N) à grandes muscovites, certainement très altérée, à quelques mètres du sommet de q₂ (cf. σ/s_N, au §II.4.).

Cette origine mixte, volcanique et hydrothermale, me semble la plus adéquate au contexte de ces roches quartzeuses, c'est-à-dire avant les premières manifestations sédimentaires (s_N) et pendant l'époque de mise en place des gabbros, voire à la fin de celle-ci (q₂). Cette interprétation, où j'admets la présence de rhyolites, appelle cependant une remarque : de telles roches suggèrent une lignée calco-alcaline, que les "gabbros" associés n'indiquent pas. Une tentative pour résoudre cette apparente contradiction est ébauchée ci-après (III.4.2.).

III.4. CONCLUSIONS DES ETUDES GEOCHIMIQUE ET STRATIGRAPHIQUE.

III.4.1. Modifications probables des compositions originelles.

Une modification géochimique d'ensemble, attribuable au métamorphisme alpin, peut être exclue, mais pas des modifications locales. Néanmoins l'hypothèse est faite qu'elles sont négligeables. Il semble probable, ainsi, que la zonation chimiostratigraphique mise en évidence (chap. II, et ce chapitre) au sein de la série de Bellecôte, comme celles signalées par Ainardi (1976) dans le Permien de la Roche de Mio, et par Broudoux (1985) dans la couverture carbonatée de Vanoise, sont originelles, et que le métamorphisme ne les a ni effacées, ni créées. C'était déjà l'opinion d'Ellenberger (1958) qui excluait toute albitisation généralisée par apport de soude.

En comparant les compositions chimiques (126 analyses) de ces roches métamorphiques aux compositions de certaines roches actuelles, on note de nettes similitudes pour la plupart des éléments (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti) d'autant meilleures que ceux-ci sont réputés peu mobiles. Cependant les alcalins ont des répartitions différentes, avec généralement excès de Na et déficit de K, vis-à-vis des compositions de roches volcaniques et sédimentaires non métamorphiques (choisies comme références car proches par ailleurs).

Pour rendre compte de ces différences, deux sortes d'explications sont retenues :

- les roches d'origine volcanique (généralement des métaspilites, probables basaltes à l'origine) auraient toutes subi une modification liée à des températures encore élevées, lors du refroidissement (300° C?), par échanges avec le milieu de mise en place. Celui-ci peut être de l'eau (probablement marine) ou un sédiment déjà riche en soude. Des exemples de telles modifications précoces sont connues dans de nombreux basaltes anciens (spilites triasiques alpines ; cf. Aumaître et Buffet, 1973, par exemple) ou récents (dorsales océaniques par exemple).
- les roches d'origine sédimentaire n'auraient pas été modifiées après leur dépôt, ce que, sans le prouver, plusieurs diagrammes suggèrent : aucune dispersion des points figuratifs en direction du pôle albite n'y est en effet visible.

III.4.2. Lignées magmatiques proposées.

Deux lignées distinctes (fig. 48) à caractère tholéiitique sont mises en évidence : dans chacun des deux groupes d'analyses disponibles, le rapport Fe/Mg croît avec la teneur en titane. La première lignée, chronologiquement, est représentée par la masse magmatique médiane. Elle aurait produit des termes variés, dont l'essentiel consisterait en roches légèrement sursaturées (les "gabbros";

cette dénomination de terrain ne doit pas être prise au sens propre). Cette lignée se caractérise par une teneur (la plus fréquente) en SiO_2 de l'ordre de 48%, des teneurs souvent élevées en Al_2O_3 (17%, voire 27%), et des teneurs en Fe_2O_3 et TiO_2 faibles à moyennes (resp. 8% à 10%, et 0,5% à 1,5%). La seconde lignée est exprimée principalement en passées métriques, sills ou coulées, au sein des Schistes Noirs, assises sédimentaires qui forment la partie supérieure de la série. Encore à la limite de la sous-saturation, mais moins siliceuses (46% de SiO_2), et moins riches en Al_2O_3 (15%), ces roches contiennent plus de Fe_2O_3 et de TiO_2 que les précédentes (11% à 14%, et 1,5% à 2,5%, respectivement), et leurs compositions sont mieux groupées.

Des caractères évoquant une lignée calco-alcaline existent dans les produits de la première lignée : présence d'accumulations plagioclasiques ; de roches acides (60% de SiO_2) à très acides (jusqu'à 95% de SiO_2), qui pourraient dériver de rhyolites. Il est à noter cependant que les termes intermédiaires, andésites et dacites, manqueraient si on avait effectivement une lignée calco-alcaline, alors qu'ils représentent d'ordinaire (sinon même par définition) l'essentiel des émissions calco-alcalines. Je propose, sans remettre en cause la nature tholéiitique de la lignée, d'expliquer ces faciès particuliers par des processus de fractionnement intramagmatiques (cumulats) et/ou, pour les roches acides, par l'action, sur des produits éruptifs tardifs très différenciés, d'un hydrothermalisme intense et prolongé.

On peut aussi admettre que la première lignée représente un cycle volcanique de plus longue durée que la seconde, cycle dont je n'aurais considéré que les termes ultimes (les faciès ϵ , dans la partie plus ancienne de la série, seraient chimiquement proches des gabbros). Un ralentissement de l'activité effusive vers la fin de ce cycle aurait permis la ségrégation intramagmatique pendant les périodes de calme éruptif (source du faciès η_2), la genèse de laves très différenciées (faciès q et q_1), et l'installation d'un régime hydrothermal de longue durée (faciès q_2). Ceci corroborerait les conclusions de l'étude lithostratigraphique, où l'importance de la coupure que constitue le passage aux Schistes Noirs a été soulignée (lacune, ou même discordance envisageables).

III.4.3. Message sédimentaire des Schistes Noirs.

La présence de couches riches en matière organique, l'abondance de pyrite, et la fréquence des intercalations basaltiques, ont pu contrôler, voire favoriser, de nombreuses modifications chimiques. Néanmoins la preuve en est délicate en l'absence d'études microchimiques. J'ai choisi de privilégier, dans l'interprétation du chimisme de ces sédiments, la recherche des sources pour le matériel : les compositions relevées sont considérées comme un reflet fidèle de l'héritage (cf. III.4.1). La composante la plus variable mise alors en évidence serait de l'illite

(ou de la muscovite) qui formerait de 0% à 20% du matériel. Une seconde composante, essentielle en masse, à chimisme remarquablement constant, serait du matériel fin (pélitique et/ou argileux, mais au sens granulométrique seulement) quartzalbitique, d'origine volcanique possible.

Ces faits chimiques, avérés par le bon groupement des 45 analyses réparties sur plusieurs niveaux lithostratigraphiques, sont à rapprocher de la monotonie des faciès, et suggèrent un contexte paléogéographique stable pendant le dépôt de ces pélites. L'absence de carbonates peut indiquer une profondeur notable. On peut donc proposer de voir dans les Schistes Noirs des sédiments de fond océanique.

III.4.4. Contexte géodynamique possible.

Voir dans la série antépermienne de Bellecôte une série caractéristique d'un bassin à croûte amincie ou à croûte océanique, éloigné des continents, est l'hypothèse actualiste qui découle des propositions précédentes. Trop d'inconnues subsistent cependant, dans cet enchaînement d'hypothèses (et de références actualistes) pour assurer un tel contexte. Une autre objection qu'on peut faire est l'absence d'un tel contexte dans le reste des Alpes, du moins au Carbonifère supérieur et au Permien. En effet, dans toutes les Alpes, les faciès détritiques houillers, permien, et triasiques inférieurs ont toujours un cachet continental ou deltaïque accusé, et les volcanismes ou magmatismes associés sont de la lignée calco-alcaline (Piantone, 1980), ou shoshonitique (Banzet et al., 1985). L'âge des formations considérées dans ce mémoire ne peut plus se situer qu'avant le Carbonifère supérieur.

Aussi je suis conduit à rechercher des séries à lithostratigraphie similaire dans le reste des Alpes, sous la discordance basale du Houiller. Si on a vraiment là des témoins d'un bassin à croûte océanique ou à croûte amincie, qu'on suppose d'étendue respectable, cette recherche peut se faire à des distances importantes.

Avant la présentation de séries similaires (chap. V), l'objet du chapitre IV est de rendre vraisemblable la lithostratigraphie que j'ai reconstituée, en essayant de montrer sa validité dans le reste du massif.

CHAPITRE IV - ETUDE STRUCTURALE

IV.1. INTRODUCTION

IV.1.1. Objets de l'étude.....	143
IV.1.2. Les trois phases alpines.....	146
PHASE 2	147
PHASE 1	147
PHASE 3	150

IV.2. STRUCTURES DU SECTEUR PLAN RICHARD-ALIET

IV.2.1. Les phases tectoniques synschisteuses à Plan Richard.....	151
IV.2.2. Les déformations tardives et leurs traces morphologiques.....	156
Modèle quaternaire du versant E du Dôme des Pichères.....	156
Âges des cargneules.....	156
Rôle des failles.....	157
IV.2.3. Notes sur la morphologie.....	162

IV.3. LA FACE NORD DU MASSIF DE BELLECOTE

IV.3.1. Présentation.....	163
IV.3.2. Données lithostratigraphiques.....	163
IV.3.3. Les formations métamylonitiques de la face nord de Bellecôte..	163
M : roches vert sombre à vert-de-gris pâle (à variations insensibles de teinte), à feuilletage S_1 (mm à cm) repris par S_2 , à grain très fin, à texture microscopique mylonitique.....	171
IV.3.4. Effets des phases 2 et 3 sur les structures de la face nord. Conclusions.....	173

IV.4. HYPOTHESES SUR LES RELATIONS DE LA VANOISE AVEC LA ZONE HOUILLERE ET LA "NAPPE DES GYPSES"

IV.4.1. Introduction. Les limites d'unités.....	179
IV.4.2. Généralité des contacts de phase 3. Mécanisme envisagé.....	182
IV.4.3. Hypothèses sur le Trias (Nappe des gypses, et écaillés à matériel triasique).....	183
Trias séparant la Vanoise de la zone houillère.....	183
Gypses et cargneules de La Plagne.....	184
1) arguments en faveur d'une origine exotique.....	184
2) objections, modèle autochtoniste.....	184
3) conclusion.....	185
IV.4.4. Applications possibles à la prospection minière.....	187
IV.4.5. Signification des Gneiss du Sapey-Peisey.....	188

IV.5. SCHEMA STRUCTURAL

IV.5.1. Objets de la discussion.....	190
IV.5.2. Points me paraissant assurés.....	190
IV.5.3. Discussion.....	192
IV.5.4. Structures antéalpines sous la discordance basale de la couverture permo-triasique.....	195
IV.5.4.a. Paléostructures au sein du Flanc Normal.....	195
IV.5.4.b. Paléostructures dans le Flanc Inverse et le Mont Pourri.....	197
IV.5.4.c. Synthèse de l'histoire antéalpine du secteur.....	198

CHAPITRE IV - ÉTUDE STRUCTURALE

IV.1. INTRODUCTION

IV.1.1. Objets de l'étude.

Les cartes géologiques sont le support de ce chapitre, dont le but est la justification du schéma structural (pl. h.t. 1) et des coupes (pl. h.t. 5). L'interprétation géologique de quelques paysages choisis parmi les plus spectaculaires de cette région montagneuse permet de rendre compte de certaines structures.

On ne trouvera pas ici d'étude microstructurale aussi minutieuse que celles publiées ces dernières années, qui intéressaient des secteurs réduits de Vanoise (Ellenberger et Raoult, 1979 : 1 hectare de couverture carbonatée ; Siddans, 1984 : 6 km x 8 km dans la couverture autour de Val d'Isère ; Platt et Lister, 1985 : 900 m x 700 m de socle anténamurien en Vanoise méridionale). En effet, la superficie du terrain considéré (12 km x 5 km), et l'objet principal du mémoire (le décryptage et l'interprétation de l'Antépermien), ne m'ont pas permis de tels développements. C'est une échelle d'étude similaire à celle que je propose, disons cartographique ou à 1/25 000, qui a été retenue dans les thèses récentes sur la région (Jaillard, 1984 ; Détraz, 1984 ; Peruccio-Parison, 1984 ; Broudoux, 1985). Plus qu'une caractérisation précise et chiffrée, mais à valeur locale, des déformations, on cherche par exemple à retrouver des vergences successives, pour déterminer l'agencement actuel des unités.

Les justifications du découpage structural proposé sont principalement d'ordre lithostratigraphique. En effet le massif de Bellecôte montre suivant les lieux diverses successions, considérées comme stratigraphiques, suffisamment contrastées pour permettre :

- la délimitation de six unités, contenant en fait 10 séries (fig. 49A) ;
- la connaissance de leur polarité en grand (fig. 49B) : unité à série renversée, normale, pentée à l'Ouest, ou à structure interne difficilement décryptable, telle la Nappe des Gypses dite (commodément) chaotique.

La nomenclature retenue pour les unités est donnée en figure 49 avec leurs principales caractéristiques structurales.

Mes résultats sur la lithostratigraphie de l'Antépermien (chapitres précédents) contribuent à ce découpage structural. Certes, après les travaux de Ellenberger, le tracé des principaux accidents provient de travaux antérieurs à ce mémoire (Raoult, 1980a ; Guillot et Raoult, 1984 - cf. fig. 8, inspirée de cette dernière

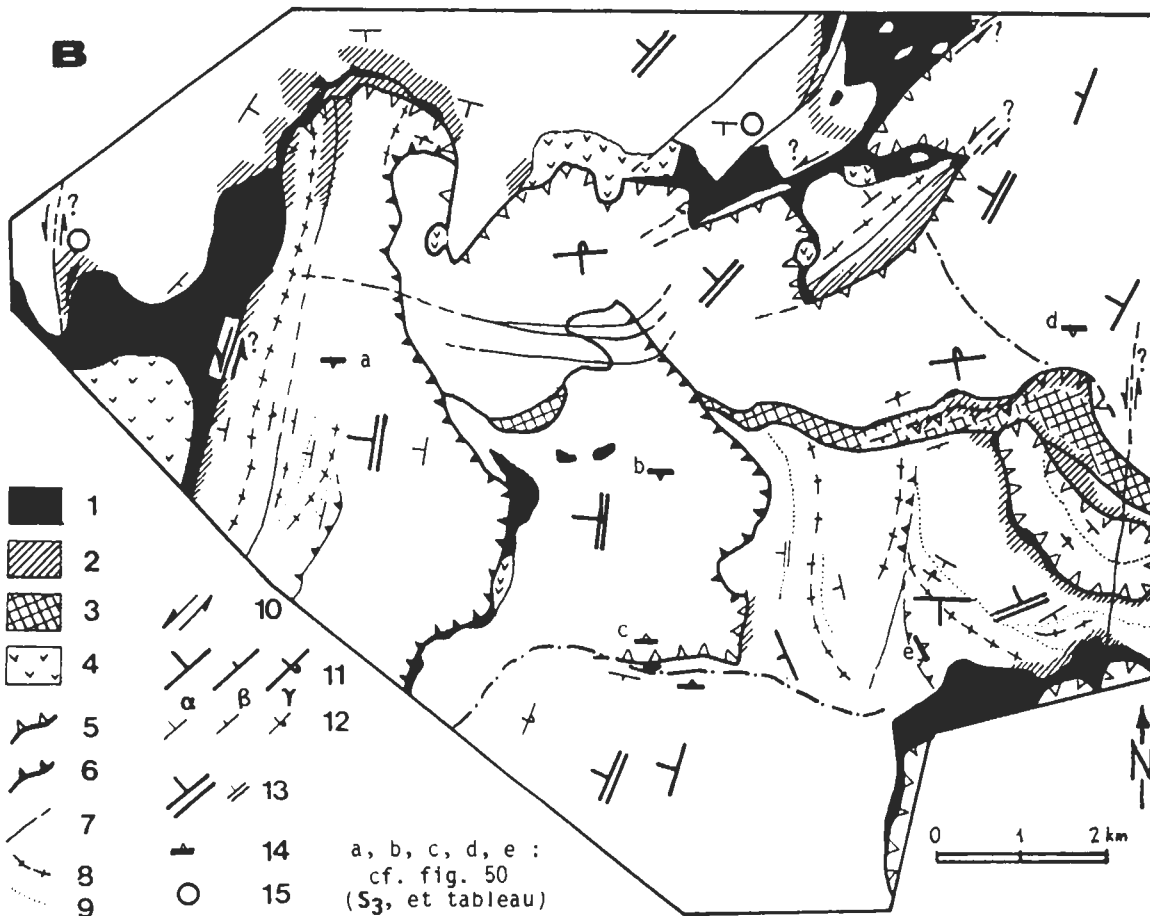
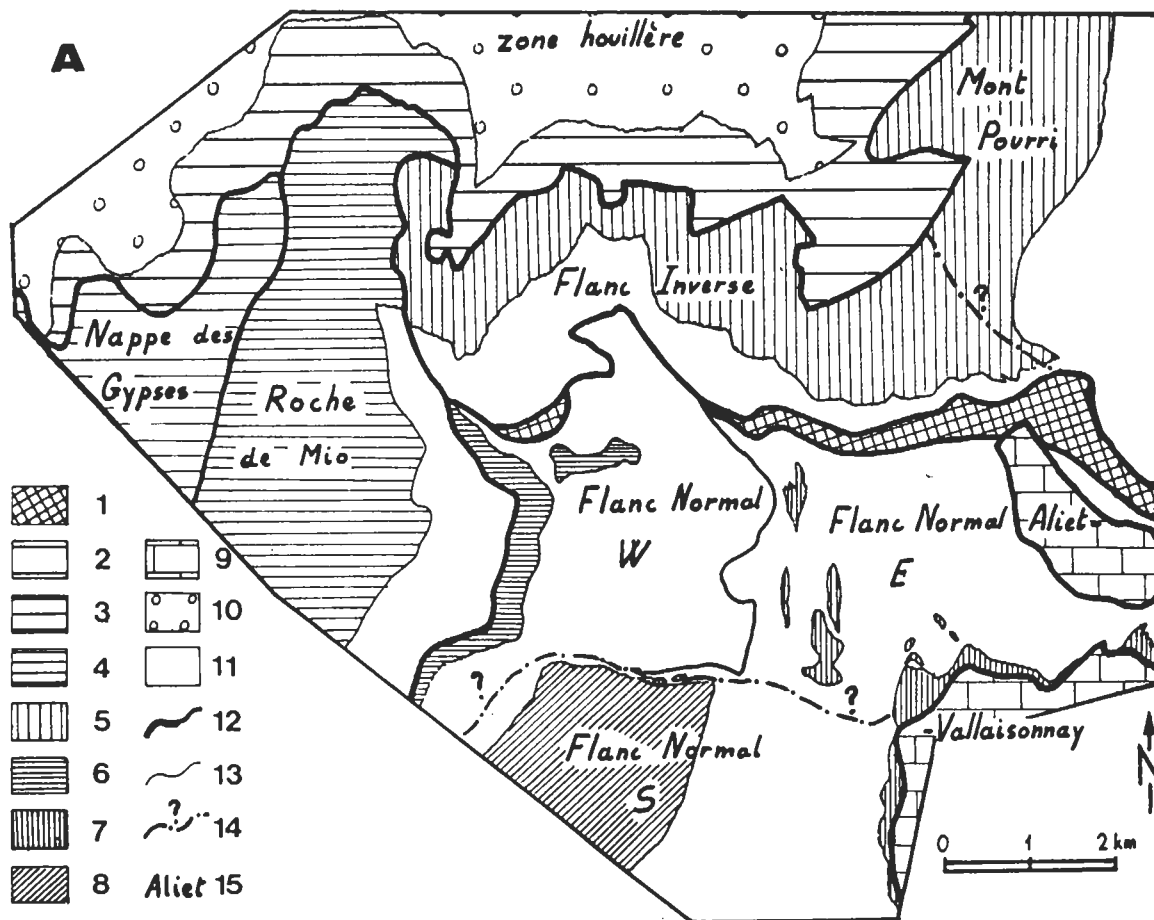


Fig. 49.- Schéma structural du massif de Bellecôte.

A : domaines lithostratigraphiques.

1 : FORMATION TECTONIQUE D'AGE ALPIN (métamylonites de phase 1) - **2 à 9 : COUVERTURES**, dont : **2 (ZONE HOUILLERE)** : Permien mince, Werfénien épais, Trias carbonaté mince (car écaillé ?) - **3 (NAPPE DES GYPSES)** : cargneules et gypses épais ("exotiques", i.e. liés aux Schistes lustrés ?) - **4 (ROCHE DE MIO)** : Permien "complet" (faciès basal r_C , puis rv , rt), et Werfénien, tous épais - **5 (FLANC INVERSE et MONT POURRI)** : faciès basal r_C , puis Permien bleuté monotone et épais (r_B) - **6 (FLANC NORMAL W)** : Permien, Trias carbonaté, minces - **7 (FLANC NORMAL E)** : Trias carbonaté mince - **8 (FLANC NORMAL S)** : faciès r_C , puis Permien épais à faciès conglomératiques - **9 (ALIET -VALLAISONNAY)** : Werfénien, Trias carbonaté épais - **10 et 11 : SUBSTRATUMS ANTEPERMIENS**, dont : **10** : Gneiss du Sapey-Peisey (socle anténamurien ?) et Carbonifère supérieur daté - **11** : Antépermien de Bellecôte (anténamurien ?) - **12, 13, 14 : CONTACTS** (respectivement : tectonique d'âge alpin - stratigraphique - hypothétique, antéalpin) - **15 : NOMS D'UNITES UTILISES DANS CE MEMOIRE.**

Très diverses par leurs caractères lithostratigraphiques, les couvertures sont le premier critère de délimitation des six unités tectoniques alpines. L'hypothèse de l'autochtonie de ces couvertures vis-à-vis de leur substratum est donc un préalable à tout découpage tectonique. Les faits en faveur de cette autochtonie relative ont été exposés pour la couverture du Flanc Normal (chap. II), ainsi que pour celles de la Roche de Mio et du Flanc Inverse (Guillot et Raoult, 1984). Pour la parautochtonie de la couverture de la zone houillère, les arguments sont rappelés ci-après (§ IV.4.3). L'unité Vallaisonnay-Aliet serait constituée de Trias décollé (cf. IV.2.2), comme la Nappe des gypses (cf. IV.4.3), mais leur patrie n'est pas nécessairement très éloignée.

On peut subdiviser encore certains domaines, tels le Flanc Normal, où trois couvertures autochtones différentes coexistent (6 à 8), mais on doit alors y tracer d'hypothétiques accidents antéalpines (14), et/ou considérer que les éventuels accidents alpins entre ces sous-unités sont mineurs. La limite entre Mont Pourri et Flanc Inverse serait elle aussi ancienne, car il existe des différences entre leurs séries antépermiennes (la limite indiquée serait une faille permienne ; cf. IV.5.4.b).

B : données structurales. Les limites d'unités sont les mêmes qu'en A.

1 à 4 : FORMATIONS TECTONIQUES s.l. dont : **1** : cargneules - **2** : roches broyées et minéralisées en phase 3 - **3** : métamylonites de phase 1 - **4** : gypses - **5 à 7 : CONTACTS TECTONIQUES ALPINS** dont : **5** : chevauchement ou faille inverse de phase 3, avec barbulles dans le compartiment supérieur - **6** : id., de phase 2 - **7** : faille subverticale - **8, 9** : axes des principaux PLIS hectométriques (resp. anticlinal, synclinal) - **10** : jeu décrochant senestre envisageable pour certaines failles (mais non prouvé) - **11 à 14 : ATTITUDES DES SURFACES** (resp. S_{0-1} , stratification ou foliation générale de l'unité, à pendage modéré (α), fort (β), inverse (γ) - S_{0-1} locale - S_2 , schistosité de strain-slip des assises schisteuses - S_3 , diaclasage ou schistosité de fracture locaux, subverticaux) - **15 : GISEMENTS DE GALENE ARGENTIFERE** (engendrés lors de la phase 3 ?).

Ces données, surtout qualitatives, montrent cependant l'importance des événements que je regroupe sous le terme de phase 3 (figurés 1, 2, 5, 7, 10, 14, 15). Probablement non synschisteuse, cette phase à cisaillements plats jalonnés de broyages (2) et de minéralisations (15) est aussi pour moi l'époque de genèse des cargneules (1). Elle a pu modifier de façon importante des attitudes de surfaces, et des limites d'unités héritées des phases antérieures. Sa vergence est mal assurée (simple serrage N-S ?).

La phase 1 aurait produit la foliation (11), des métamylonites (3) entre Flanc Normal et Flanc Inverse, et des plis E-W (?) satellites de ce chevauchement majeur vers le Nord (?). La phase 2 serait responsable de la schistosité macroscopique régionale (13), des structures NE-SW, et de chevauchements à vergence E (6).

note), où nous ne considérons que la couverture permienne et/ou triasique. Lorsque la liaison stratigraphique de cette couverture et de son substratum a été admise (ibid., et chap. II), cela conduit à proposer telle ou telle polarité en grand pour chaque unité. Mais la reconnaissance des assises-types de l'Antépermien m'a permis de préciser la nature et le tracé du contact entre Flanc Normal et Flanc Inverse (cf. IV.3).

A propos de la typographie des noms d'unités, "Flanc Normal" et "Flanc Inverse" sont peut-être les deux flancs du même grand pli couché, mais on ne connaît pas sa charnière. On peut écrire "zone houillère" sans la restriction des majuscules, car cette dernière acception est appuyée sur des datations paléontologiques, et dépasse largement le cadre du terrain considéré.

Les contacts tectoniques entre unités sont pour la plupart des chevauchements ou des failles inverses peu inclinées (fig. 49). La multiplicité des points triples tectoniques, lieux où trois unités s'affrontent, résulte du caractère polyphasé de l'histoire tectonique.

Les caractères propres à chacune des trois phases tectoniques alpines distinguées sont décrits ci-après, avec une étude statistique sommaire des microstructures (fig. 50). Je préfère exposer ces conceptions, inspirées des travaux antérieurs sur la Vanoise (cf. tabl. 1), avant les faits qui les justifient, car ce sont elles qui ont guidé mes travaux de terrain. En retour, comme l'on devait s'y attendre en l'absence d'étude microstructurale systématique, les données collectées n'ont pas modifié fondamentalement le scénario tectonique, mais ont apporté des précisions qui peuvent renforcer sa vraisemblance. Je fais autant que possible référence à des faits déjà exposés (et à des interprétations déjà introduites) lors de l'étude lithostratigraphique (chap. II), en particulier pour la phase 3.

C'est dans ce cadre conceptuel que je peux suggérer quelques nouveautés, telles la présence de mylonites de phase 1 en Vanoise, entre Flanc Normal et Flanc Inverse, et, à l'opposé, le fonctionnement en phase 3 du contact Vanoise - zone houillère, pour arriver à l'histoire de la structuration alpine locale. On dégage ainsi du "chaos structural" alpin quelques indices d'une tectonique plus ancienne, pendant et avant le Permien, y compris en zone houillère. Ceci ramène à la question de l'âge du substratum.

IV.1.2. Les trois phases alpines.

Je ne conserve que ce nombre de phases tectoniques, ce qui est moins que dans certains travaux signalés ci-dessus. La principale simplification tient au nombre de phases synschisteuses majeures distinguées, soit deux au lieu de trois. C'est l'épisode dit de "rétrocharriage", à vergence E ou SE, que je nomme phase 2.

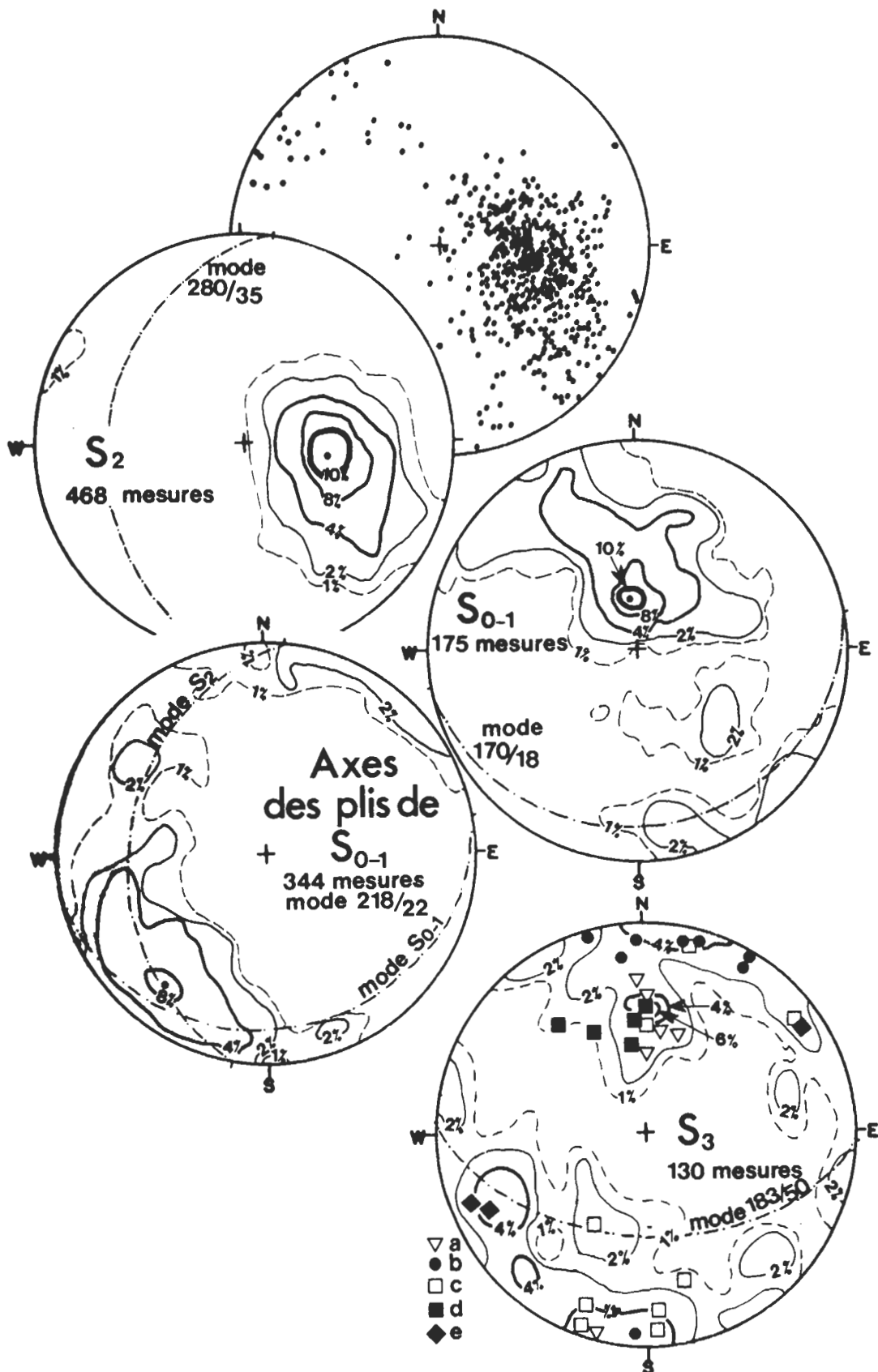
Partout, elle m'a semblé la plus évidente sur les affleurements, par une schistosité S_2 d'attitude assez constante. Je décris en premier lieu les effets de cette phase 2, car c'est par leurs rapports avec S_2 que l'on est en général en mesure d'attribuer d'autres déformations à la phase 1 ou à la phase 3.

PHASE 2.- Depuis Peisey-Nancroix, en zone houillère, au Nord du secteur considéré et à l'altitude la plus faible (1 300 m), jusqu'au sommet de Bellecôte (3 417 m) puis dans le Val de Genêt au Sud-Est, tous les niveaux schisteux ont un débit principal à pendage W à NW (azimut de la ligne de plus grande pente : $280^\circ \pm 20^\circ$ - pendage : $35^\circ \pm 15^\circ$ - l'attitude de ce plan est notée 280/35). Cette schistosité de strain-slip est même souvent la seule visible à l'œil nu sur les affleurements schisteux (r_B du Flanc Inverse ; s_N du Flanc Normal). En passant aux roches plus compétentes, telles q_2 , les Gabbros, ou les Gneiss du Sapey-Peisey, on trouve un débit plus fruste de même attitude générale sous la forme d'un diaclasage de fréquence décimétrique à métrique. Je note ce débit S_2 , en supposant qu'il relève partout de la même phase (fig. 50) car je n'ai pas relevé d'interférences entre des schistosités ou diaclasages successifs ayant des attitudes similaires.

S_2 est plan axial de plis de styles variables. Les plis métriques sont semblables et très ouverts dans les roches compétentes, par exemple les alternances de roches vertes et de roches quartzeuses du Pas de Genêt. On a par contre des plis subisoclinaux, à flancs très amincis par rapport à la charnière, pour les bancs arkosiques métriques intercalés dans le Permien bleuté (r_B) de la vallée du Ponturin. Les axes de tous ces plis, y compris les plis centimétriques d'accompagnement, se dispersent assez largement dans le plan modal S_2 , avec un maximum de fréquence autour de la direction 218 / 22 (fig. 50). Cette dispersion traduit le style non cylindrique de la majorité des plis, fait très général ici.

Sur la foi de cette attitude régulière de S_2 , et pour tenir compte du mode 218/22 dans la distribution des orientations des axes de plis associés, je propose de considérer comme de phase 2 les structures kilométriques, plis ou chevauchements, de direction cartographique N-S à NE-SW et à vergence E à SE. Mais il existe des plis courbes, dont une portion seulement possède ce style, tel le synclinal à cœur de Schistes Noirs du Val de Genêt à sa terminaison N (pl. h.t. 1, et IV.2.1). Ces dispositifs résulteraient de l'interférence de la phase 2 avec une structure antérieure.

PHASE 1.- Depuis Ellenberger (1958), tous les auteurs ont admis la nécessité, en Vanoise, d'une tectonique polyphasée. La schistosité associée au rétrocharriage (S_2 , pour cette étude) reprend en effet une foliation minérale baptisée ici S_{0-1} car : 1) elle est généralement parallèle au rubanement stratigraphique ; 2) elle



	formations, lieu (voir fig. 49)	X	Y	Z	nature, fréquence
a	t _Q , autour du point coté 2488	942,35	2066,80	2400	diaclasses, dm
b	s, A, Nord du glacier de la Chiaupe	946,42	2064,41	3033	crénulations, cm
c	A, s _N , passage de la Frête	946,08	2062,30	2550	crénulations, cm
d	ε, replat au N de l'Aiguille Motte	950,55	2066,50	2281	crénulations, cm
e	q ₂ , sv, les Creux Noirs	949,10	2062,80	2700	crénulations, cm

Fig. 50.- Etude statistique graphique des attitudes des tectoglyphes dans l'ensemble du secteur étudié.

Terrain considéré : carte géologique de la planche hors-texte 1.
Mode de représentation : Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.
1%, 2%... : courbes d'isodensités, haut des chiffres vers les densités croissantes (les courbes $n\%$ cernent les domaines où un pour cent de la surface du stéréogramme contient plus de n pour cent des points). Dans chaque stéréogramme concernant des surfaces est figurée la trace cyclographique correspondant au centre de la zone à densité maximale (mode, à plus ou moins dix degrés près).

S₂ - Attitudes de la schistosité régionale. La plupart des mesures concernent des niveaux schisteux, à schistosité de strain-slip bien exprimée, plan axial de plis semblables à subisoclinaux. La direction modale (N280E) est la plus fréquente, notamment dans la moitié W du massif (bandes cartographiques N10E, pl. h.t. 1). La phase 2 serait donc à vergence E à SE. Le pendage de S₂ est très variable, de 15° à 70°, effet pour une part des déformations ultérieures, pour une autre part de variations locales originelles : S₂ m'a ainsi paru plus redressée dans les formations compétentes de Plan Richard (cf. IV.2).

S₀₋₁ - Attitudes de la foliation, quand S₂ ne l'oblitére pas. Ces données concernent les formations les plus compétentes. Le mode indiqué correspond à des mesures provenant surtout des secteurs du col de la Chiaupe (pl. h.t. 4) et de Plan Richard (pl. h.t. 2). Des assises plus redressées (courbes 4% puis 2%) se trouvent dans la face nord de Bellecôte et dans l'Aiguille du Saint Esprit (massif du Mont Pourri). La "patate" 2% isolée est proche du mode de S₂, et marquerait une transposition locale par la phase 2 (barre q₂ de Plan Richard : cf. IV.2).

Plus encore que pour S₂, ces mesures ont été effectuées après un tri empirique des surfaces, basé sur des hypothèses a priori. Si l'on admet cependant la représentativité de cet échantillonnage, la dispersion est plus marquée que pour S₂, ce qui est normal pour cette foliation plus précoce. En supposant que le mode trouvé est resté proche de l'initial, et en tenant compte des directions cartographiques NW-SE à E-W d'axes de plis hectométriques relevées à Plan Richard, je considère que la phase 1 fut à vergence au N ou au NE.

Axes des plis de S₀₋₁ - Plis de plan axial S₂. Il s'agit des plis métriques et de leurs microplis d'accompagnement. Leurs axes semblent répartis dans le plan modal S₂, avec une fréquence maximale près de son intersection avec le plan modal S₀₋₁. Ceci peut suggérer que les plis de phase 2 ont été engendrés préférentiellement avec des axes subparallèles à la foliation S₀₋₁ préexistante. On retrouve en tout cas une direction N218, proche de la direction cartographique SSW-NNE des plis hectométriques de la Roche de Mio.

S₃ - Fracturations et schistosités tardives locales affectant S₂. Les 30 pôles figurés correspondent à 5 sites différents (énumérés dans le tableau ci-contre), où S₂ est recoupée par une schistosité fruste tardive. Les 100 autres mesures ont été prises, au hasard de mes levers de terrain et sans plan préconçu (?), sur des fentes, diaclases, ou schistosités de fracture, lorsqu'il s'agissait de surfaces réglées recoupant S₂.

Le mode trouvé pourrait indiquer une vergence au Nord pour la phase 3. Sans pouvoir assurer leur simultanéité, je peux citer des analogies entre ces microstructures et les charriages tardifs (cf. IV.2 et IV.4) : - ces S₃, comme les charriages, sont post-S₂ - certaines failles parallèles associées (exemple c), qui reprennent également S₂, sont le lieu de minéralisations rouges à oxydes de fer, comme les charriages tardifs (fig. 10 et 11) - la fréquence des fractures S₃ dans t_Q (exemple a) croît à proximité du contact tardif avec la zone houillère. Mais la schistosité de crénulation pentée ENE des Creux Noirs (e), comme la forte dispersion des mesures de ces S₃, peuvent aussi suggérer que ma "phase 3" regroupe en réalité plusieurs événements successifs à vergences différentes.

est matérialisée, en plaque mince, par des minéraux du métamorphisme alpin que S_2 déforme. La phase 1 serait donc génératrice de cette foliation, et aurait eu lieu dans un contexte à pressions et températures plus élevées que la phase 2.

La nécessité d'une phase 1 se fait aussi sentir à une échelle plus petite. Ainsi le renversement de la série "permocarbonifère" est visible sur plusieurs kilomètres de long dans la face nord de Bellecôte. Ellenberger (1958) comme Raoult (1980b) ont admis qu'un retournement "en grand" sur une telle distance devait résulter d'un épisode antérieur à la phase 2, du fait de la vergence apparente au Nord (selon Raoult) ou à l'Ouest (selon Ellenberger) du pli couché ainsi créé. Le décryptage de cette structure majeure est abordé dans ce chapitre (IV.3).

Je traite ce problème sous l'hypothèse que ce renversement n'est pas en réalité antérieur à la phase 1. Une phase alpine "zéro" a en effet été proposée (par ex. par Détraz, 1984) pour rendre compte de l'empilement des nappes qui aurait enfoui le matériel jusqu'aux fortes profondeurs où la phase 1 aurait eu lieu (profondeur de l'ordre de 25 km pour la couverture près de Pralognan, selon Goffé, 1982).

Lorsqu'elle est visible, notamment dans les roches compétentes peu affectées par S_2 du secteur de Plan Richard (pl. h.t. 2), la foliation S_{0-1} a en général un pendage faible au Sud (mode à 170/18, fig. 50), et paraît plan axial de plis hectométriques semblables d'axe NW-SE à E-W (cf. fig. 52). On a là des arguments pour attribuer une vergence au Nord à la phase 1, avis auquel je me tiendrai (certains auteurs, dont en 1984 Malavieille et al., ont vu dans de tels plis les signes d'un étirement E-W, et d'une vergence à l'Ouest, qu'attesterait l'existence de linéations minérales d'étirement orientées E-W).

PHASE 3.- J'attribue à cette phase, par commodité de nomenclature, toutes les déformations postschisteuses ou celles à schistosité de fracture fruste comme cela se voit en quelques secteurs (fig. 50). Dans ce cas S_2 est recoupée mais son attitude en grand ne semble guère modifiée. Je n'ai que peu de mesures d'attitude pour ces schistosités tardives. En deux points elles sont associées cartographiquement, et parallèles, à des failles subverticales, orientées E-W (abords du Golet de la Vallaisonnay, pl. h.t. 3) ou NNW-SSE (Creux Noirs, pl. h.t. 2). Ailleurs, on devine dans les grandes parois schisteuses (pentes E de la Roche de Mio ; Permien en rive droite de l'auge glaciaire du Ponturin autour de la Gurraz) un réseau de grandes diaclases subverticales orientées E-W à ESE-WNW, peut-être du même âge.

Sans pouvoir assurer qu'ils sont exactement du même âge qu'une des schistosités précédentes, je veux tenter de caractériser les charriages tardifs post- S_2 , dont le prototype a été pour moi celui de l'Aliet (II.1.2.a). Un retour à Plan Richard est nécessaire (IV.2), avant de proposer de voir dans le contact Vanoise-zone houillère un résultat de cette ultime tectonique cisailante (IV.4).

IV.2. STRUCTURES DU SECTEUR PLAN RICHARD-ALIET.

IV.2.1. Les phases tectoniques synschisteuses à Plan Richard (phases 1 et 2).

A Plan Richard, outre son intérêt pour la lithostratigraphie, la continuité des affleurements permet de suivre les principales structures. Faute de temps, je n'ai pu réaliser l'étude exhaustive des marqueurs de déformation. La première approche que je présente ici a pour seul but de rendre compte de la cohérence apparente entre les résultats cartographiques et ceux obtenus à l'échelle des affleurements, les mesures effectuées (fig. 51) ayant aidé à établir le schéma structural (fig. 52).

Comme pour l'étude lithostratigraphique (II.1.2), ces réflexions s'appuient sur la carte géologique à 1/10 000 (pl. h.t. 2). J'admets ici la validité des hypothèses proposées pour débrouiller la lithostratigraphie du substratum antépermien, notamment celles qui concernent la polarité d'ensemble de sa série (II.1.3). Toujours d'après la planche hors-texte 2, les structures majeures semblent orientées SE-NW (fig. 52), avec du SW (les Creux Noirs) au NE (Plan Richard) :

- 1.- Une dalle q_2 , en surface structurale, surmontée par endroits de s_N , sous une couverture carbonatée triasique autochtone et discordante. L'Antépermien serait en position normale, et pend au Sud où il s'ennoie avec sa couverture sous les cargneules du Grand Tuf, avec l'anticlinal ci-après dont cette dalle q_2 serait le flanc long.
- 2- Un anticlinal à cœur de gabbros (η) passant par le Pas de Genêt, déversé au N ou au NE.
- 3- Le synclinal du Val de Genêt à cœur de Schistes Noirs (s_N , s_G). Etroit, déversé au N ou au NE près du Pas de Genêt, il s'évase à l'Est, en prenant une direction WSW-ENE. On aurait là un dédoublement du synclinal, autour d'un dôme anticlinal occupé par les gabbros blancs (η_2). Le bord nord de cette structure est localement redressé à la verticale (barre q_2 de Plan Richard), et c'est une faille courbe qui limite ce compartiment redressé.
- 4- La série de Plan Richard ($\epsilon - q_1 - \eta - q_2$). Pentée au Sud sous le glacier des Pichères, elle se redresse à la verticale à Plan Richard, pour disparaître sous les calcaires charriés du Mont-Blanc de Peisey.

Les données microstructurales (fig. 51) me permettent de considérer que les structures de phase 1 sont celles à pendage au Sud, et que le redressement de la série à Plan Richard est dû à la phase 2.

Dans de nombreuses assises, j'ai pu mesurer le pendage du litage général. Ce litage consiste en bancs métriques dans les barres q_2 , ou est matérialisé par un rubanement d'alternances de roches vertes et de passées quartzeuses plus bas dans la série. Partout, ce litage m'a semblé parallèle à la foliation intime de la roche (sauf dans les gabbros non lités et d'aspect homogène à l'affleurement),

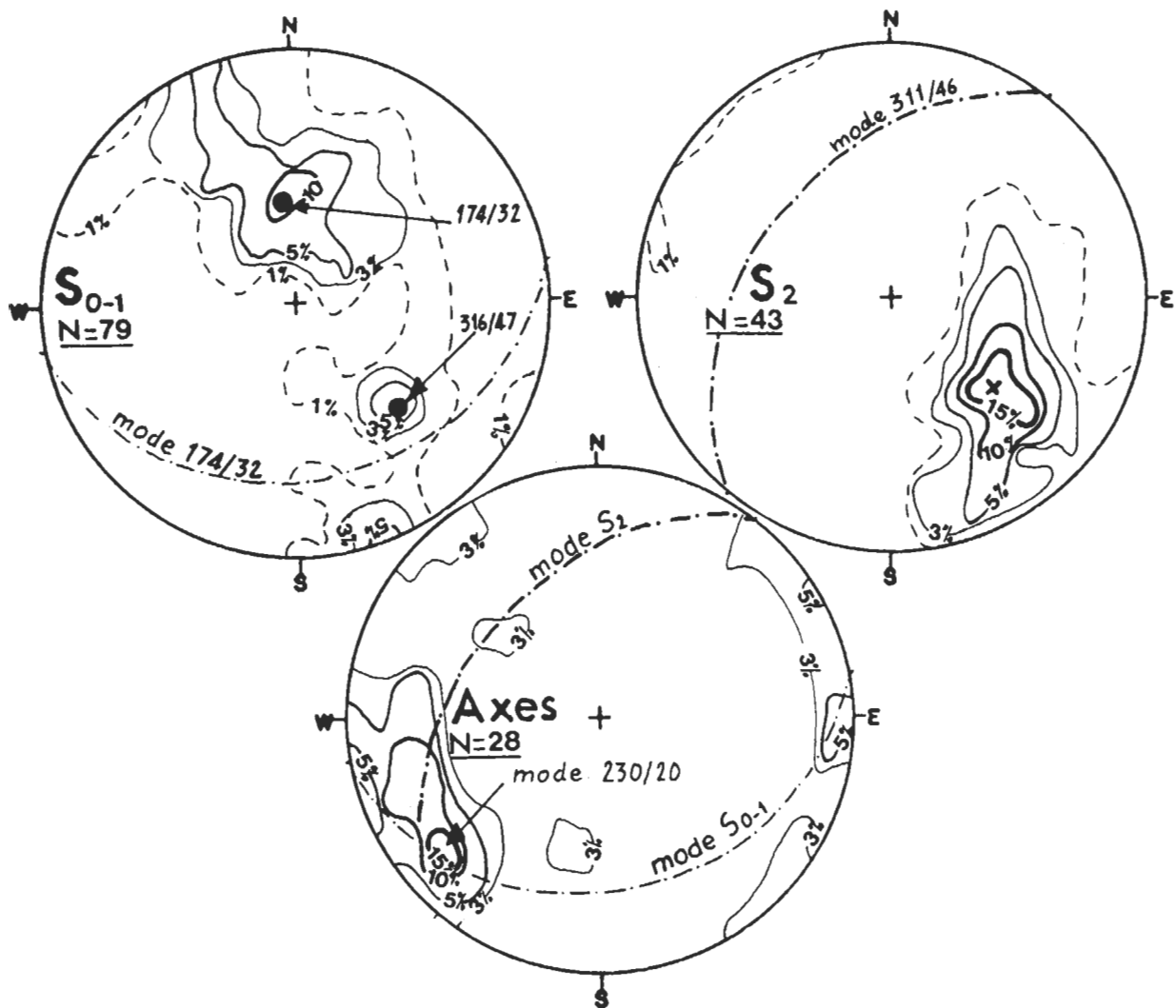


Fig. 51.- Plan Richard. Etude statistique graphique des attitudes des tectoglyphes.

Terrain considéré : cf. fig. 9, fig. 52, et pl. h.t. 2 - Mode de représentation : cf. fig. 50 - N : nombre de mesures.

S₀₋₁. Les pôles de stratification ou de foliation dessinent une guirlande à deux modes, le mieux marqué (174/32) pouvant représenter l'attitude des plans axiaux de plis de phase 1 (cf. fig. 52). Le mode secondaire (316/47), proche de celui de S₂ (croix, à 311/46), correspond par exemple à l'attitude des plans axiaux des plis isoclinaux de la figure 12, ou au litage en figure 24. Il s'agirait d'une marque de la phase 2.

S₂. C'est une schistosité de strain-slip bien réglée dans les Schistes Noirs, mais un diaclasage fruste seulement dans les barres quartzeuses ou les Gabbros. Par rapport à la figure 50, qui concerne un secteur plus étendu, on notera une attitude différente du mode de S₂ : 311/46 pour Plan Richard, au lieu de 280/35 pour l'ensemble du secteur (Plan Richard inclus).

Il est difficile de dire si cette différence statistique est représentative (mesures peu nombreuses ici), encore plus de l'interpréter. La même différence existe entre le sommet et le pied de la face N de Bellecôte (cf. fig. 60). S'agit-il d'un effet de la phase 3, dû à une rotation accompagnant les cisaillements plats ? d'une atténuation de S₂ vers le haut de l'édifice structural ? d'un effet local de la plus forte compétence des assises à Plan Richard, avec guidage de S₂ par les directions des structures de phase 1 ?

Axes. Plusieurs directions axiales sont proches de l'intersection des plans modaux trouvés dans les deux autres stéréogrammes (même constatation qu'en fig. 50), comme si la phase 2 "respectait" les directions antérieures. Par rapport au stéréogramme correspondant de la figure 50, il y a de nouveau une rotation dans le sens horaire (mode à 230/20 au lieu de 218/22).

Mais le nombre de mesures est trop faible pour autoriser une explication. Et surtout, faute d'une schistosité de plan axial nette, il est souvent impossible de savoir de quelle phase relèvent ces plis métriques, notamment dans les assises compétentes.

Fig. 52.- Carte structurale du secteur de Plan Richard.

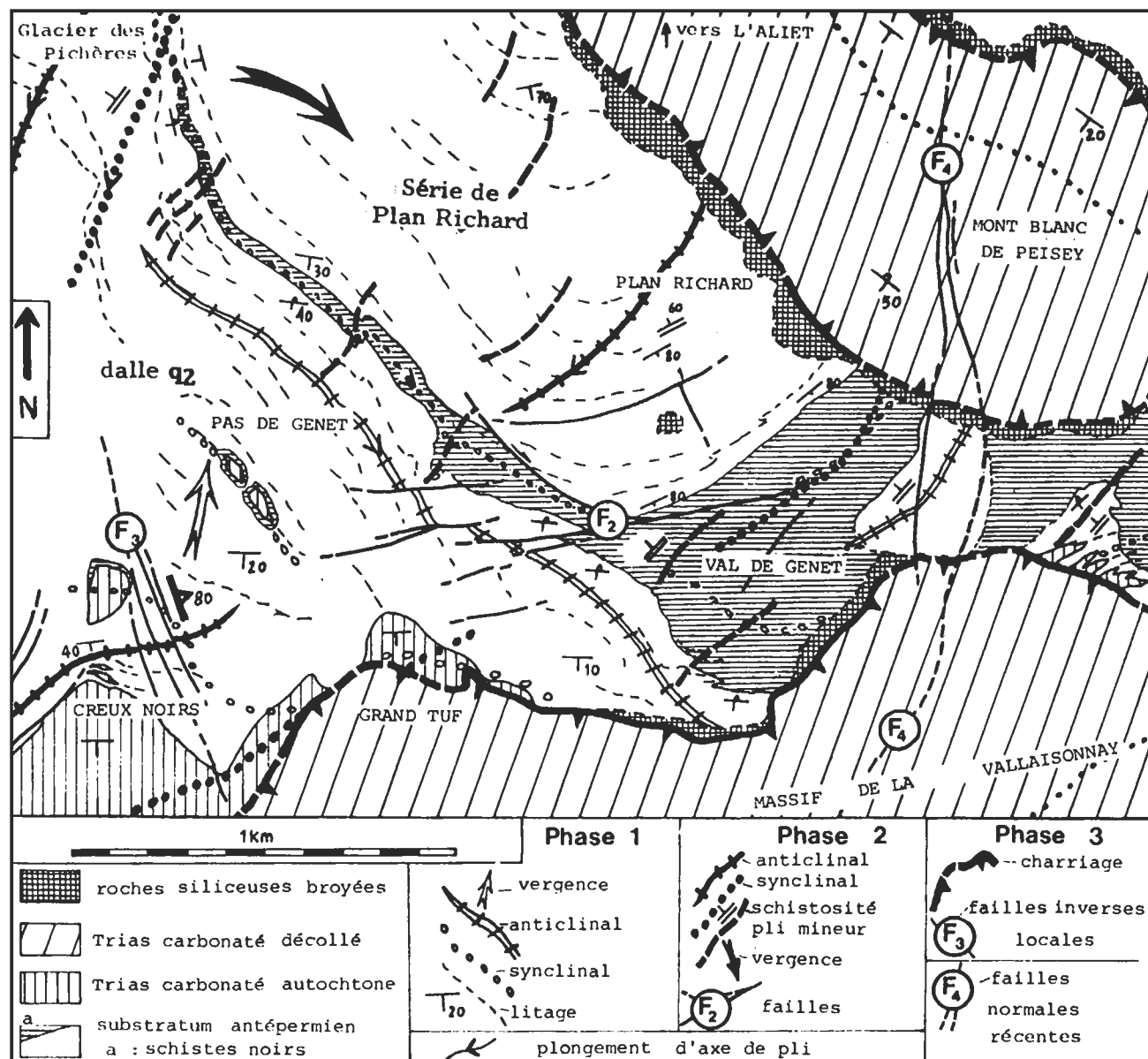
Terrain représenté : cf. fig. 9 et pl. h.t. 2. Coupes en pl. h.t. 2 à 1/10 000, et en pl. h.t. 5 à 1/25 000 (coupes 3 à 9).

Le "Trias carbonaté autochtone" a été plissé en style isoclinal en phase 1 avec l'Antépermien. Il repose en discordance angulaire sur ce dernier. Donc l'Antépermien pourrait avoir été structuré avant : soit en phase alpine dite "zéro", soit avant l'orogénèse alpine, selon la signification qu'on accorde à sa couverture triasique. La seconde éventualité est explorée en figure 67.

La plupart des structures de l'Antépermien et de sa mince couverture triasique sont rapportées soit à la phase 1 (directions E-W à NW-SE, plis couchés à fortement déversés au N), soit à la phase 2 (directions N-S à ENE-WSW, plis plus amples déversés E à SSE).

Les failles F₃, près des Creux Noirs, semblent relever d'un épisode ultérieur compressif, car leur est associée une schistosité locale, parallèle, qui reprend S₂. Ce dernier style de déformations est connu ailleurs (cf. S₃, en fig. 49B et 50), mais avec une orientation E-W. Il se peut que ce soit une manifestation locale de la phase 3 (charriages de l'Aliet et de la Vallaisonnay, dont j'ignore la direction).

Les failles F₄, à ressaut morphologique encore net avec regard à l'Est (cf. fig. 9 et pl. h.t. 2), pourraient être les reprises lors de mouvements quaternaires d'un accident décrochant senestre de phase 3 (qui aurait causé la torsion de l'axe synclinal Aliet-Mont Blanc de Peisey ?).



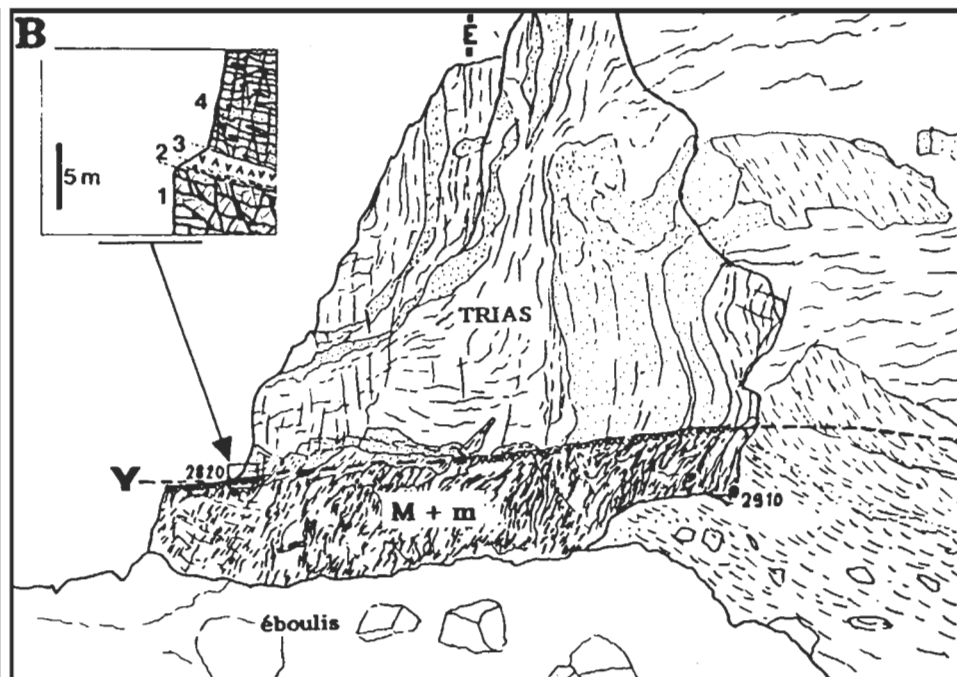
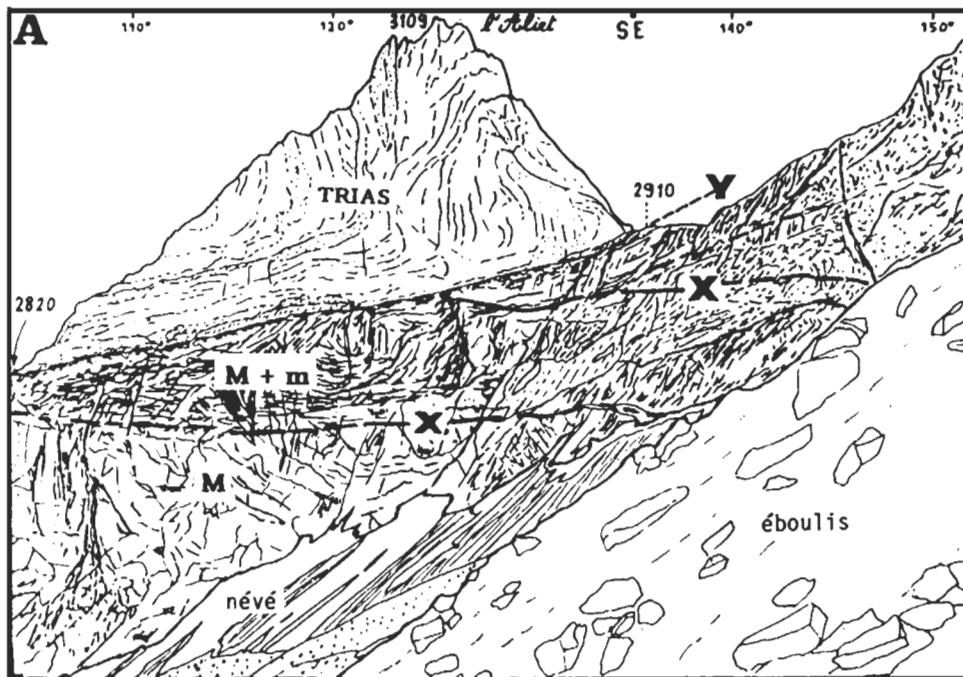


Fig. 53.- Vues de la face nord de l'Aliet. Dessins d'après photographies.

A.- Depuis la crête de la Cicla (localisation : cf. fig. 56 et 57) à 2630 m. De teintes vert sombre à noires, très diaclasé, le substratum forme une falaise de 300 m de haut, surmontée d'une vire rousse au contact des calcaires et dolomies plus clairs (en pointillés, bancs de dolomie jaune clair).

Au pied de la face, un névé permanent strié d'éboulis est frangé vers le bas d'un bourrelet dit pseudo-morainique. Le diaclasage des roches dans toute cette paroi provoque d'incessantes chutes de pierres en été.

Dans le substratum, on distingue des limites subhorizontales (X) entre bandes plus ou moins sombres, que le contact Y semble trancher. Les ayant touchées à divers endroits (col 2910 ; point 2820 et arête partant à l'Est ; pied de falaise à l'extrême-gauche), je n'y ai vu que des roches à texture confuse, semblant avoir été mylonitisées en phase 1 (faciès M, cf. fig. 58) puis broyées en phase 3 (faciès m, fig. 11), d'où la notation **M + m** ici.

B.- Depuis la jonction de la crête de la Cicla avec l'arête sommitale du massif, vers 3050 m. On notera l'aspect plan du contact. Une distance horizontale de 500 m sépare les points 2820 et 2910, d'où un pendage apparent de 10° (cf. fig. 55).

En synclinal déversé à l'Est, à cœur de Carnien et enveloppe d'Anisien (selon Ellenberger, 1958 ; Broudoux, 1985), le Trias montre des "bancs" décimétriques tronqués par le contact Y, le long duquel s'est donc opéré un rabotage basal de la masse carbonatée déjà structurée. Pour Broudoux (1985), ce synclinal résulte des phases 1 (foliation fine, boudinage des bancs dolomitiques, plis métriques isoclinaux) et 2 (déversement de l'ensemble vers l'Est).

En cartouche, coupe de détail levée près du point 2820. 1 : roches vert sombre à aspect de serpentinite, à débit en blocs parallélépipédiques fragiles, à faces planes rouge sombre irisé de bleu et luisantes (croûte d'oxydes de fer et de carbonates ; cf. fig. 11) - 2 : roche pulvérulente, terreuse, vert sombre - 3 : id., roux orangé (dite cargneule) - 4 : calcaires et dolomies, à plis isoclinaux, et diaclasage de fréquence décimétrique subvertical.

d'où sa notation S_{0-1} . Les pôles de l'attitude de S_{0-1} (fig. 51) se groupent en deux zones à densités maximales, ou modes :

- le mode le mieux marqué, autour de 174/32, est aussi le plus fréquemment visible sur la carte ; selon moi, c'est l'attitude primitive du plan axial du synclinal du Val de Genêt, avec un pendage modéré au Sud ;
- le second mode (316/47), moins marqué, correspond à un plan de même direction (ENE-WSW) que la partie verticalisée, orientale, de la série de Plan Richard ; les attitudes proches de ce second mode sont propres aux formations compétentes intercalées dans les schistes s_N ou à leur contact, dans le quart SE de la carte : σ/s_N du Val de Genêt (fig. 21) ; bord NW de n_2 (fig. 24) ; affleurement q_2 au Sud du point 2 220 (fig. 12A).

On peut constater (fig. 51) que ce second mode de S_{0-1} est à peu près celui de la deuxième schistosité S_2 . Celle-ci est souvent peu visible dans les assises compétentes (partie inférieure de la série et masse magmatique médiane, selon la terminologie adoptée en fig. 33). Dans certaines passées quartzeuses feuilletées ou schisteuses, le feuilletage (S_{0-1}) est gaufré par des plis décimétriques semblables, ouverts, à schistosité de plan axial pentée au NW. On devine ailleurs un diaclasage assez lâche, transverse encore sur S_{0-1} , à pendage au NW. Dans les Schistes Noirs (s_N , s_G) du Val de Genêt, S_{0-1} disparaît ou devient difficile à suivre : seule S_2 , régulière, est visible à l'affleurement. Sa direction est franchement transverse par rapport à l'axe du synclinal. Au microscope, S_2 se révèle comme une schistosité de strain-slip affectant le litage minéral S_{0-1} (fig. 22).

Puisque S_2 reprend S_{0-1} , elle lui est postérieure. De plus le deuxième mode visible dans la distribution des pôles de S_{0-1} coïncide avec celui de S_2 , et marque probablement la transposition locale de S_{0-1} en S_2 .

Les plis métriques m'ont semblé peu nombreux, et les directions de leurs axes souvent difficiles à apprécier. J'ai déjà montré les plis isoclinaux qui affectent le contact avec le Trias supposé autochtone (fig. 12). Leurs axes sont courbes, et c'est plutôt leur allure cartographique, en grand E-W, et leur style isoclinal, qui me les font considérer comme des plis de phase 1. On peut noter leur parallélisme cartographique vis-à-vis du synclinal du Val de Genêt. Les autres plis sont essentiellement ceux des surfaces S_{0-1} par la deuxième phase. L'attitude préférentielle de leurs axes serait autour de 230/20 (fig. 51). C'est à peu près la zone d'intersection entre les plans qui matérialisent le mode principal de S_{0-1} et le mode S_2 . Pour moi, ceci témoigne de la faible intensité relative de la déformation de phase 2 dans cette série où, sauf dans le groupe des Schistes Noirs, dominent les roches très compétentes.

Tout se passe comme si l'azimut de ces axes de plis était dû à la phase 2, alors que leur plongement au SW serait un héritage de la phase 1 :

ils se seraient développés préférentiellement avec des axes parallèles au litage S_{0-1} antérieur.

Le schéma structural de la figure 52 résulte de ces hypothèses. Une coupe qui montre l'effet résultant des deux phases est proposée (pl. h.t. 2, coupe AA), de direction bissectrice (soit WSW-ENE) entre les vergences supposées des phases 1 et 2.

J'insiste une nouvelle fois sur le caractère provisoire de ces considérations microstructurales : je ne prétends que fournir une carte préparatoire à une étude tectonique complète et argumentée. Devront notamment y figurer les données microtexturales faute desquelles je ne peux mieux assurer la vergence de la phase 1 (au N, si on considère que les plis hectométriques se sont formés perpendiculairement à la direction de transport). Certains détails, que je me contente de signaler, devront être revus : ainsi une "schistosité 3", d'attitude 080/80, est visible dans le secteur des Creux Noirs, où elle est parallèle à des failles inverses (F_3 en fig. 52). Peut-être correspond-elle à la phase 3, dont la vergence locale serait à l'Ouest (?).

IV.2.2. Les déformations tardives et leurs traces morphologiques (phase 3, s.l.).

J'ai déjà décrit (II.1.2.a) les manifestations d'une tectonique tardive, responsable du charriage des masses carbonatées triasiques de l'Aliet - Mont-Blanc de Peisey et de la Vallaisonnay (voir fig. 10 et 11, et pl. h.t. 2). Le caractère tardif de ce charriage, attesté par l'allure des roches broyées (m) qu'il a produites aux dépens du substratum, m'a conduit, me souvenant des conceptions de "façonnement sous-gypseux" d'Ellenberger (1958, p. 412 par ex.), à essayer d'en apprécier les traces dans la morphologie actuelle, sous forme de surface exhumée de charriage.

En face nord de l'Aliet, le contact donne une trace rectiligne (fig. 53). Vue de l'Est, la masse calcaire paraît reposer sur un vaste plan incliné (fig. 54). En figure 55, une étude géométrique sommaire de cette surface entourant l'Aliet permet de préciser ces impressions : on a bien un plan, incliné à l'Est de 20°. Sans pouvoir interpréter plus précisément cette surface (rampe ?), faute notamment d'avoir déterminé le sens de déplacement de la masse calcaire, je ferai simplement remarquer que son caractère plan appuie les conclusions tirées de l'aspect des brèches m : il ne semble pas y avoir eu de déformations importantes postérieurement.

Cette étude géométrique m'amène à trois remarques.

Modélé quaternaire du versant E du Dôme des Pichères. - Voir ci-après au IV.2.3.

Âges des cargneules. - Le plan de charriage, au bord sud du secteur de Plan Richard (fig. 55B, coupe GG'), passerait sous les cargneules du Grand Tuf de Plan Séry, mais au-dessus de celles du Plan Séry (1 km au S). Je cite ci-après

des remarques que Raoult (comm. orale) m'a faites sur ces cargneules, avec mon interprétation de leur position respective, supra ou infra-plan de charriage.

- Les cargneules du Grand Tuf (voir fig. 24 et 25 p. 30 de Broudoux, 1985) ont un litage horizontal, avec des bancs à aspect de conglomérat grossier (où les galets et la matrice seraient de même nature). Elles seraient d'âge quaternaire. Le Grand Tuf serait peut-être un témoin du colmatage de la zone de diffluence entre les glaciers issus du Dôme des Pichères (au NE), et ceux descendus de la Vallaisonnay (au S). Ce colmatage daterait d'une phase d'épaisseur glaciaire importante.
- Les cargneules du Plan Séry ont un diaclasage fruste orienté N-S. Leur aspect est poudreux, leur couleur grisâtre. Semblant donc avoir été tectonisées, elles pourraient s'être formées lors de la mise en place des unités carbonatées (Aliet et Vallaisonnay), ou plus tôt encore. Je les ai indicées t_{CG} sur la carte (pl. h.t. 1), mais pense qu'il vaudrait peut-être mieux en faire du t_C broyé (subautochtone ?).

Rôle des failles.- Des failles sub-méridiennes traversent la carte (pl. h.t. 2) à son bord est. Elles sont visibles en photographie aérienne par un ressaut à regard vers l'Est, et paraissent subverticales. Dans les parois du Mont-Blanc de Peisey, la morphologie du ressaut est nette (gorges sur la face nord et la face sud, avec des éboulis à gros blocs à l'aval), comme au bord oriental rectiligne, de la masse n_2 dans le Val de Genêt. La faille principale (F en fig. 55) a certainement eu un jeu normal, au moins décamétrique, lors du Quaternaire récent.

Toutefois c'est à l'aplomb de ce système de failles que la surface de charriage précédente change d'attitude (pendage de $20^\circ E$, passant à une attitude en grand horizontale plus à l'Est ; coupes 14 et 15, en pl. h.t. 5). Cela me conduit à supposer qu'outre leur rejeu récent, ces cassures ont fonctionné pour l'essentiel pendant la phase 3, au moment du charriage. Mais elles n'auraient eu qu'un faible rejet vertical, car la continuité de la surface de charriage est maintenue. La torsion cartographique à concavité au Nord de la masse carbonatée Aliet- Mont-Blanc de Peisey pourrait alors indiquer un jeu global de ce système de failles en décrochement senestre.

On obtient ainsi une image des conditions dans lesquelles la phase 3 aurait eu lieu. Le plan de charriage est jalonné de roches formées sous une contrainte horizontale faible (pas de débit schisteux), mais avec une circulation de fluides importante : formation de brèches minéralisées (m), et cargneules ou roches cargneulisées. Cette genèse des cargneules est proposée d'après la note de Masson (1972), qui a suggéré leur naissance à la base des nappes en mouvement par bréchification des dolomies sous l'effet d'une surpression de fluides. Ici la bréchification hydraulique n'aurait pas épargné le substratum, y produisant des résultats originaux (dissolution des ferromagnésiens, minéralisations en oxydes de fer ; cf. fig. 11 et 53). On pourrait trouver autour de l'Aliet une vérification des idées de Masson (1972) sur le problème complexe des cargneules alpines, et peut-être des données supplémentaires sur leur nature et l'âge de leur genèse (deuxième remarque ci-dessus).

Comme le suggère la dernière des trois remarques précédentes ("**Rôle des failles**"), des failles (décrochantes ? senestres ?) pourraient avoir fonctionné en même temps que les cisaillements plats, expliquant les flexures de ces derniers.

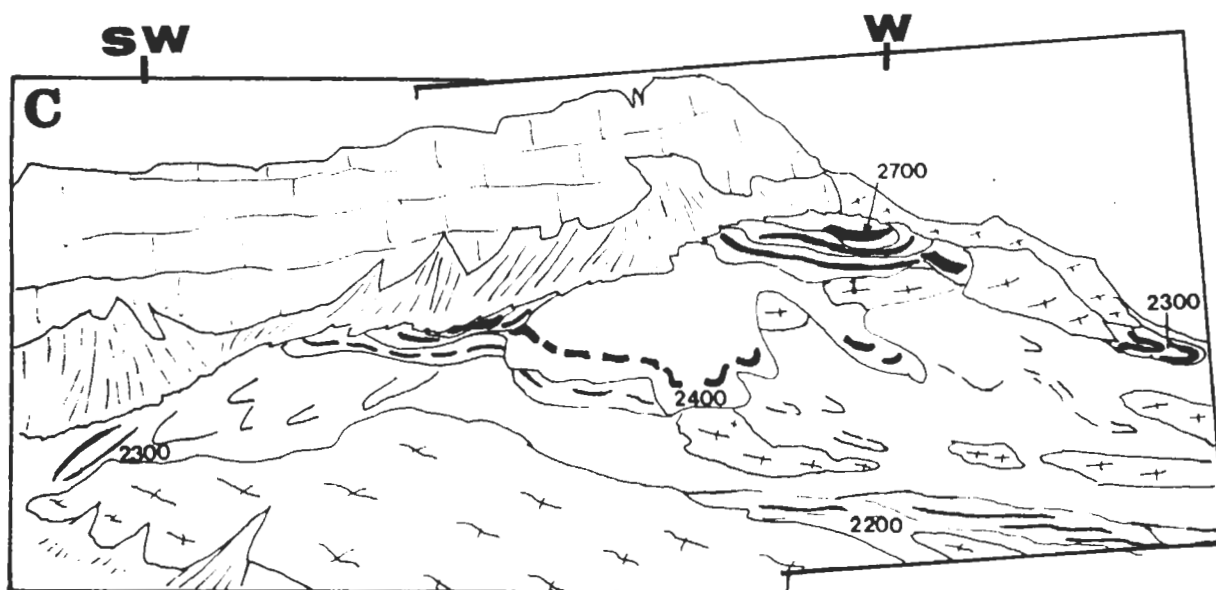
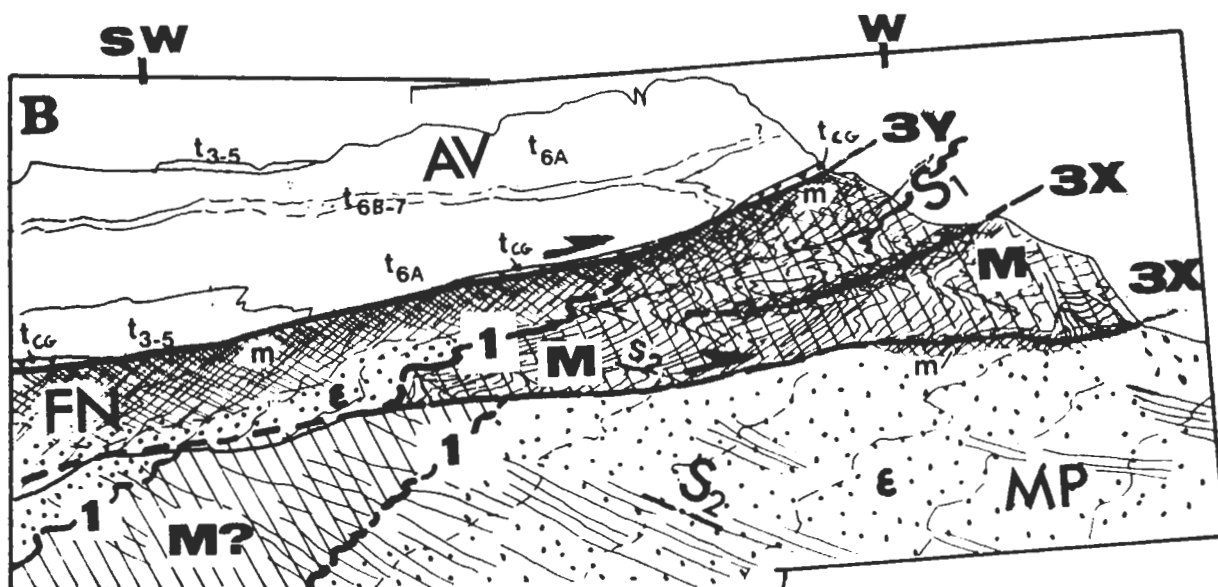
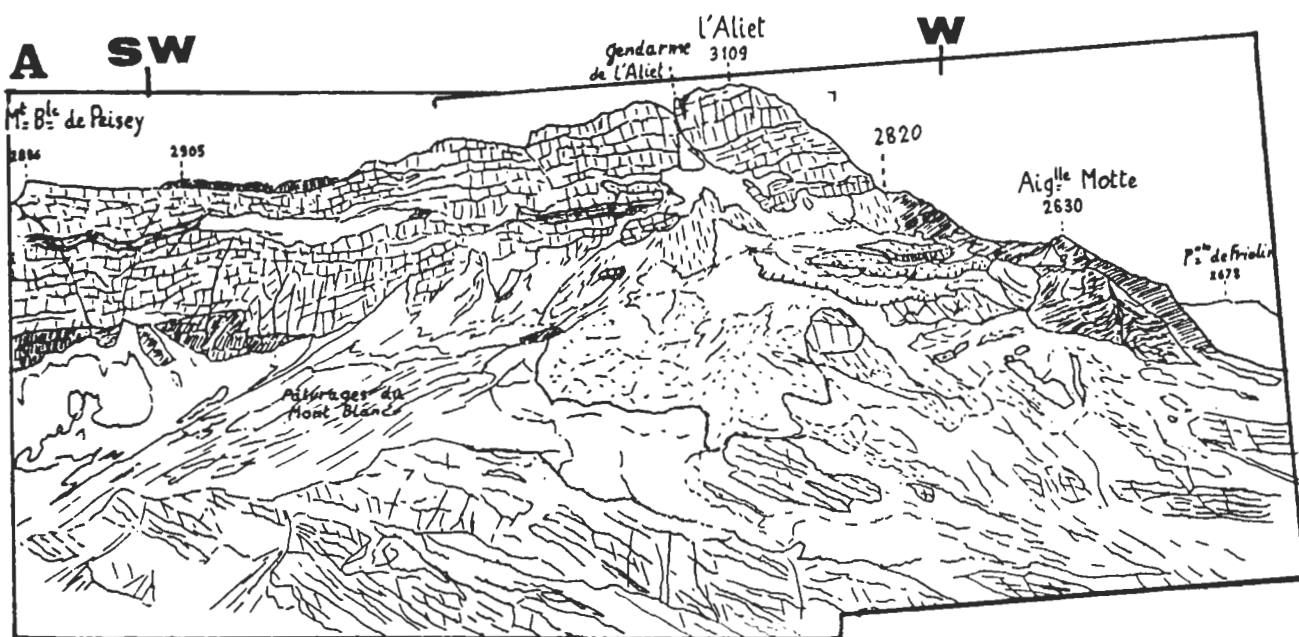


Fig. 54.- Vue sur la face E de l'Aliet - Mont-Blanc de Peisey, depuis les contre-forts de l'arête des Platières vers 2200 m.

A.- Paysage. Dessin panoramique d'après un montage de deux photographies. Le point 2 820 est celui visible en figure 53. Le substratum, sous le large glacis quaternaire, n'émerge guère que dans les falaises inférieures (premier plan), et à droite dans l'Aiguille Motte. Dans toute la hauteur de celle-ci (environ 500 m) comme dans quelques pointements sur le replat des Pâturages du Mont Blanc (taches sombres), il s'agit de roches vert sombre du faciès des brèches tectoniques tardives **m**.

Plus bas, on devine des roches plus résistantes, à débit penté NW (probablement **S₂**), de la série du Mont Pourri. Je n'y ai vu que des roches vertes rubanées à yeux d'épidote (ϵ ?), monotones, à passées quartzeuses (**q₁** ?), mais pense (sans avoir pu le vérifier) que certaines d'entre elles, vers la gauche, pourraient être des mylonites de phase 1 (**M**).

B.- Interprétation tectonique (très schématique ; voir aussi la coupe 4 en pl. h.t. 5). **FN, AV, MP** : noms d'unités (cf. pl. h.t. 1) **1** : contacts tectoniques (tous hypothétiques) de phase 1, encadrant la bande métamylonitique **M - S₂** : schistosité de phase 2 - **3X, 3Y** : cisaillements successifs de phase 3, jalonnés de brèches **m**.

Mal visible dans le panorama car empâté de moraines, le plan **3Y** est plus net en face N (fig. 53) ou en carte (fig. 55).

Par comparaison avec ce que j'ai constaté dans la crête de la Cicla (cf. fig. 60), le rôle de la phase 3 serait ici majeur. J'en vois une indication dans l'épaisseur importante (500 m ?) des brèches **m** dans l'Aiguille Motte, seul endroit où l'on peut observer une coupe continue.

L'axe du synclinal calcaire de l'Aliet est matérialisé par la vire **t_{6B-7}** (Carnien) formant un balcon roux à jaune dans la paroi grise. **t₃₋₅** signale l'Anisien, **t_{5-6A}** le Ladinien (d'après Broudoux, 1985).

C.- Quaternaire. Au moins quatre étapes morpho-climatiques sont visibles dans ce versant, grâce à l'emboîtement et à l'étagement altitudinal des formes. Sous les éboulis vifs issus de l'Aliet, on a successivement :

2700 : glacier rocheux actuel ;

2400 : arcs subordonnés à formes nettes, récents, post-würmiens probablement, à matériel calcaire exclusivement ;

2300 : à droite, glacier rocheux ancien (fini-würmien ?) ; à gauche, moraines à formes émoussées (de même âge ?) ;

2200 : roches moutonnées, et cordons morainiques où l'on trouve du matériel antépermien (blocs verts), probables traces latérales du glacier de vallée würmien, qui s'écoulait de gauche à droite.

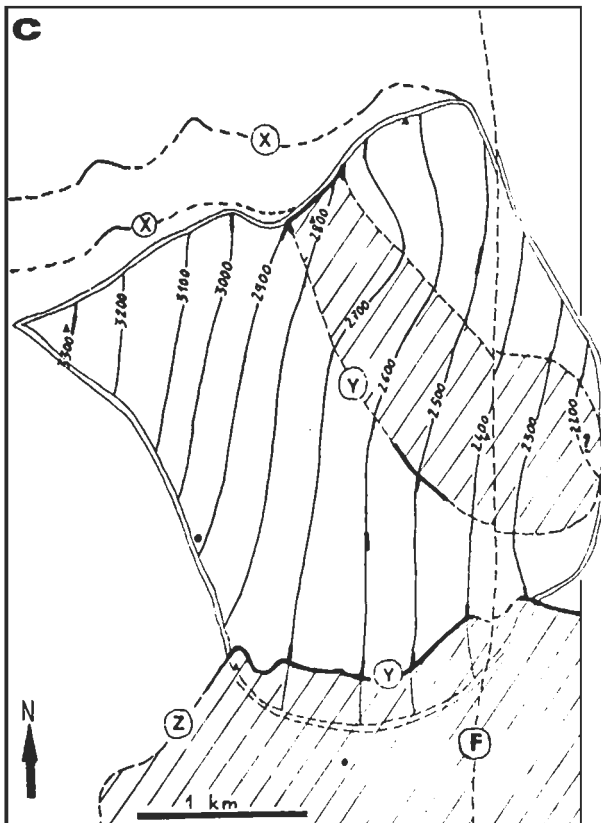
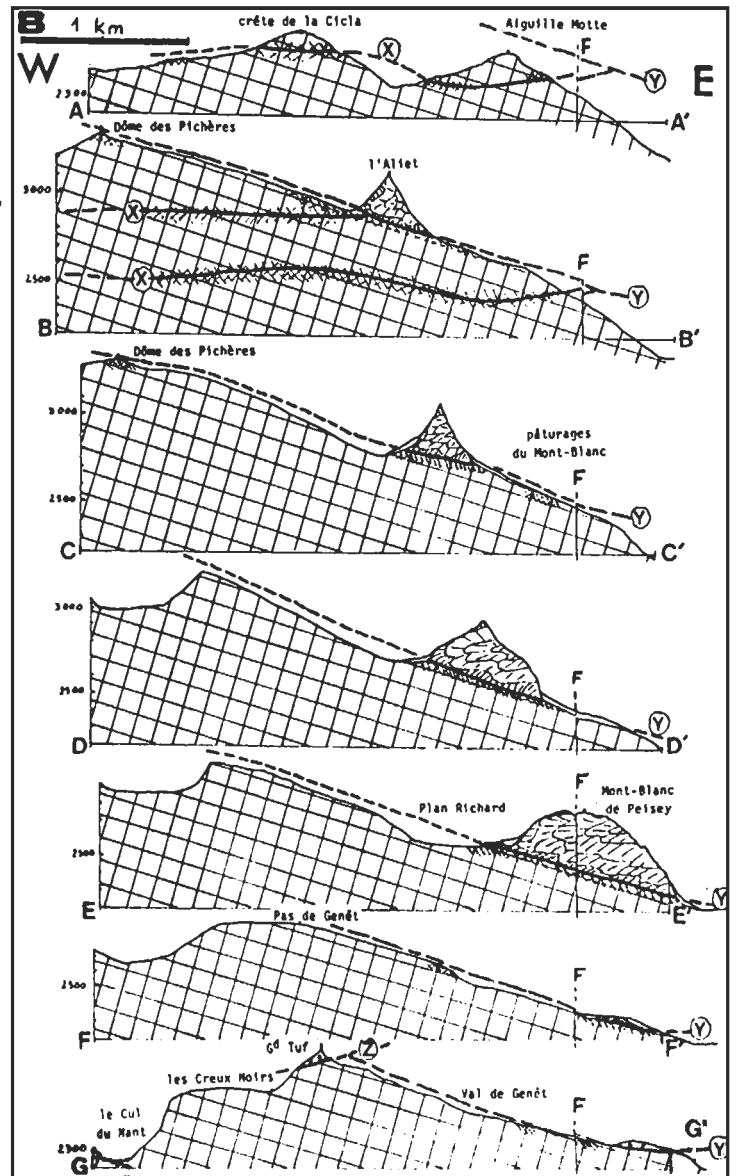
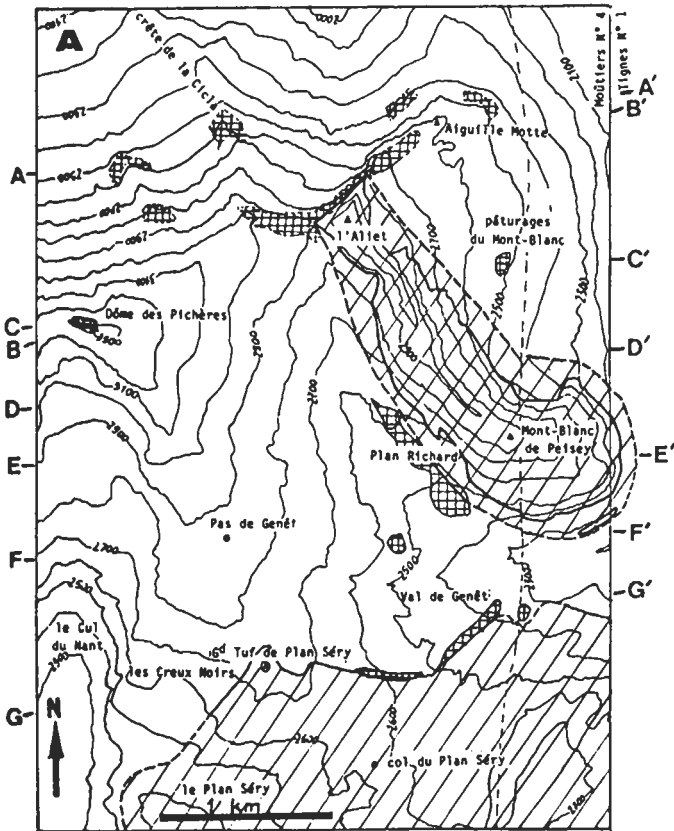


Fig. 55.- Etude géométrique de la surface de charriage de l'Aliet- Mont-Blanc de Peisey.

A : données cartographiques. AA', ..., GG' : extrémités des coupes (cf. B). Les courbes de niveau (2000 à 3300), équidistantes de 100 m, sont tirées de la carte I.G.N. à 1/25 000 (édit. 1976). Les zones en croisillons sont les affleurements du faciès **m**, supposé caractéristique des déformations de phase 3. En hachures obliques sont figurés les carbonates sus-jacents, calcaires et dolomies (Anisien à Carnien ?) dans le chaînon Aliet-Mont-Blanc de Peisey, alors que les cargneules dominent au Sud autour du col du Plan Séry (cf. pl. h.t. 2). La faille verticale récente, subméridienne, qui passe près du sommet du Mont-Blanc de Peisey a été tracée d'après des photographies aériennes.

On notera que le faciès **m** se retrouve à plusieurs altitudes dans la face N du massif, 700 m et 500 m sous le sommet du Dôme des Pichères. Le contact basal tardif de l'Aliet pourrait donc avoir des répliques au sein du substratum.

B : coupes morphologiques. Le niveau de base de toutes les coupes a été pris à 2 200 m d'altitude.

Les coupes BB' à GG' mettent en évidence l'allure plane de la surface du substratum, à l'E et à l'W du chaînon de l'Aliet. La surface notée **Y**, à la base du Trias de l'Aliet, est pentée E de 20° environ. Elle semble recouper et tronquer les zones broyées visibles dans la face N, notées **X** (coupes AA' et BB'), qui seraient antérieures (cf. fig. 53). Au SW au contraire (coupe GG'), la surface indicée **Z**, pentée au SW, semble plus récente. Il pourrait s'agir d'une surface d'érosion, cachetée par les cargneules du G^d Tuf. Ceci rendrait compte de l'aspect de sédiment récent (litage horizontal, bancs conglomératiques) des cargneules constituant ce sommet.

C : carte en isohypses de la surface de charriage. Trait double : limite probable d'affleurement de la surface de charriage exhumée. 2 200, ..., 3 300 : isohypses de cette surface, équidistantes de 100 m.

Les courbes isohypses sont d'abord déduites des intersections des courbes de niveau du terrain actuel avec le tracé cartographique attribué au charriage (A). De 2 300 à 2 700, elles sont ainsi construites à partir de 3 points, voire 4 points si l'on tient compte des placages isolés de roches broyées (les isohypses sont en traits renforcés au voisinage de ces divers points d'appui). Pour les autres, j'ai effectué un lissage vers l'Est des courbes de niveau actuelles, pour compenser approximativement l'érosion qui a entamé cette surface structurale.

Quoique peu précises (± 50 m ?), ces méthodes permettent de reconstituer une surface presque plane, pentée à l'Est, résultat en accord avec les coupes (B). La torsion des courbes 2 600 et 2 700 à l'Est de l'Aliet pourrait résulter d'une mauvaise estimation du tracé du contact anormal : à cet endroit, l'épaisseur du recouvrement quaternaire est importante (glacier rocheux, fig. 54 C). A l'Est de la faille **F**, faute d'affleurements, je n'ai pu poursuivre la construction. D'après Broudoux (1985), le tracé du contact cargneules-antépermien est E-W, quasi-horizontale, et suit la courbe de niveau 2 300. Si cette surface plane de décollement se prolonge à l'Est, elle doit trancher l'Antépermien sous le massif voisin du Dôme de la Sache.

On observe une série de faits analogues au contact zone houillère - Vanoise (cf. IV.4). Ailleurs, j'ai trouvé des faciès semblables à **m**, qui témoigneraient de cette phase 3, au bord E des arkoses du Becqui Rouge (cf. fig. 26), et aussi dans la face nord de Bellecôte à diverses hauteurs (fig. 53 et 55).

IV.2.3. Notes sur la morphologie.

Le versant E du Dôme des Pichères serait donc, dégagé par l'érosion, un plan de charriage. La morphologie actuelle en paraît héritée, peu entamée par le rabotage glaciaire (fig. 55). La différence d'altitude, entre la surface structurale matérialisée par les isohypses et la topographie actuelle, ne dépasse guère 100 m, et est accentuée le long de deux sillons. L'un est parallèle au chaînon de l'Aliet, à son pied W (au second plan en fig. 11), là où l'épaisseur de la glace descendue du Dôme des Pichères devait être maximale. L'autre suit le Val de Genêt (fig. 13), selon une ligne médiane entre Bellecôte (au N) et la Vallaisonnay (au S), donc zone probable de confluence et de surépaisseur glaciaires. C'est d'ailleurs dans ces deux gouttières qu'on trouve les roches moutonnées et striées les plus spectaculaires. Les gorges actuelles (fini et postglaciaires) les entaillent d'une dizaine de mètres. On pourrait produire **une carte des épaisseurs de terrains déblayés par l'érosion**. Cette carte, par exemple en lignes d'égal creusement sous la surface structurale, pourrait être assez précise.

La masse carbonatée Aliet - Mont-Blanc de Peisey, très fissurée (fig. 53, cartouche en B) repose sur un plan incliné à l'Est de 20°, par l'intermédiaire de brèches terreuses et de cargneules friables. Il y a là **un risque d'écroulement en masse**, vers l'E, notamment en cas de rejeu brusque de la faille F (fig. 55). Il pourrait en être de même pour la face N de l'Aliet (500 m de roches très fracturées, en fig. 53 A), menaçant la Gurraz. Ce secteur est donc à surveiller. Goguel et Pachoud (1981, p. 29) ont d'ailleurs signalé, en les considérant comme des moraines, ce qui pourrait être les traces d'un écroulement assez récent de la face E du Mont-Blanc de Peisey : il aurait traversé la vallée du Ponturin en aval du lac de la Plagne postérieurement au retrait du glacier de vallée würmien.

IV.3. LA FACE NORD DU MASSIF DE BELLECÔTE.

IV.3.1. Présentation.

Ellenberger (in Barbier et al., 1954 ; 1958) avait signalé le paysage spectaculaire qu'offre la face nord de Bellecôte (fig. 56). Haute par endroits de 1 000 m, la barrière rocheuse produit en été d'incessantes chutes de blocs qui labourent souvent le glacis quaternaire. De plus ce glacis est frangé vers le bas d'une aulnaie, forêt naturelle escarpée, et impénétrable sinon par des sentes de chasseurs le long des principaux couloirs d'avalanche.

De ce glacis, entre 1 600 m et 2 300 m, émergent quelques arêtes constituées de schistes fissiles bleutés séricitoalbitiques (r_B) attribués au Permien. En remontant ces arêtes, notamment la crête de la Cicla (fig. 56A), on reste dans le Permien jusqu'à 2 300 m ou 2 400 m. Au-dessus, la grande paroi est faite d'assises sombres, plus résistantes, où abondent roches vertes, schistes noirs charbonneux, et autres passées quartzueuses feuilletées. Cet Antépermien, qu'Ellenberger (1958) appelait "Carbonifère métamorphique", serait suivant ce même auteur en grand à l'envers au-dessus de sa couverture permienne, et en grand encore à pendage subhorizontal.

A l'Ouest (fig. 56B), le secteur de Friolin fait l'objet de coupes (cf. fig. 30, et coupe 12 en pl. h.t. 5), où j'admets ce pendage subhorizontal inverse. Mais des levers de terrains, le long de la crête de la Cicla et jusqu'à l'arête sommitale du massif, m'amènent à remettre localement en cause cette affirmation d'Ellenberger. L'hypothèse fondamentale, avant d'interpréter ces structures complexes, reste la valeur stratigraphique du contact Permien-Antépermien au pied de la paroi : dans ce qui suit, je présente les arguments en faveur de cette hypothèse. C'est ainsi qu'on peut parler de Flanc Inverse, pour désigner l'unité constituée par cette série renversée.

IV.3.2. Données lithostratigraphiques.

Nous avons recensé (Guillot et Raoult, 1984) au pied de la face rocheuse une série de coupes où l'on trouve entre Antépermien et Permien les mêmes termes de passage. Ces termes (r_C) sont similaires à ceux repérés à la base de la série permienne de la Roche de Mio (ibid., coupes A à C), et à la base du Permien de Friburge (ibid., et Peruccio-Parison, 1984 ; cf. aussi ce mémoire, § II.2.2). Aussi nous avons admis que le contact est stratigraphique.

Nous avons ainsi noté, dans les 50 m (notés r_C) qui séparent le Permien r_B clair des faciès sombres de l'Antépermien, et ce sur les cinq coupes où le contact est visible : - absence de bancs de roche verte - variation progressive de couleur, avec des récurrences noires puis grises dans les

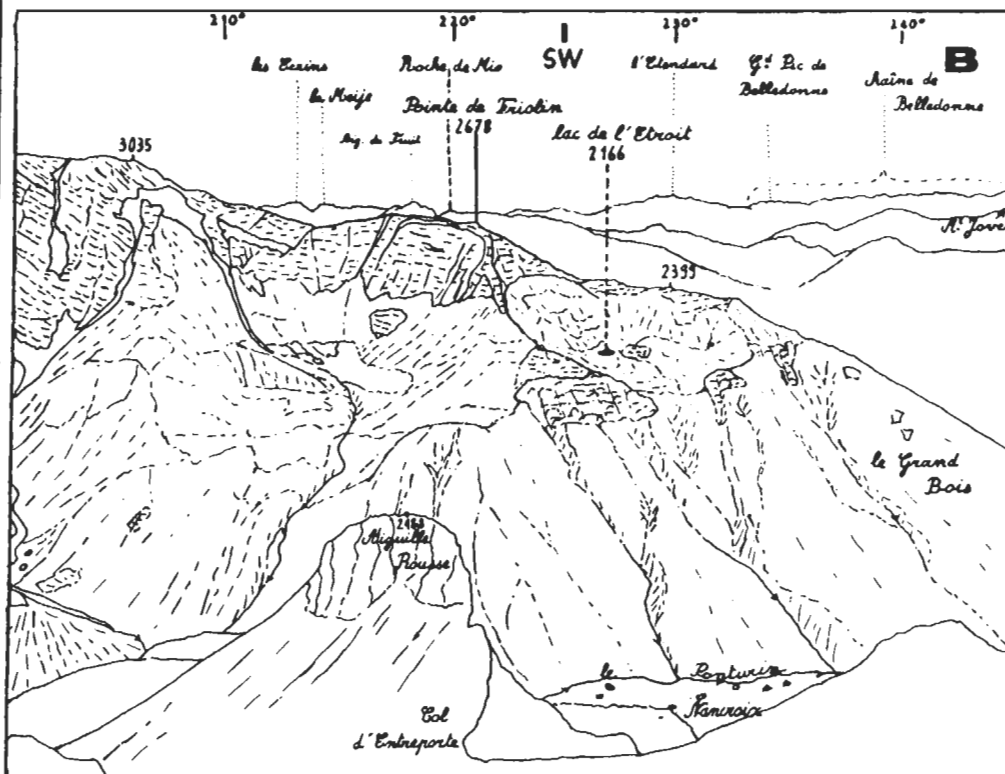
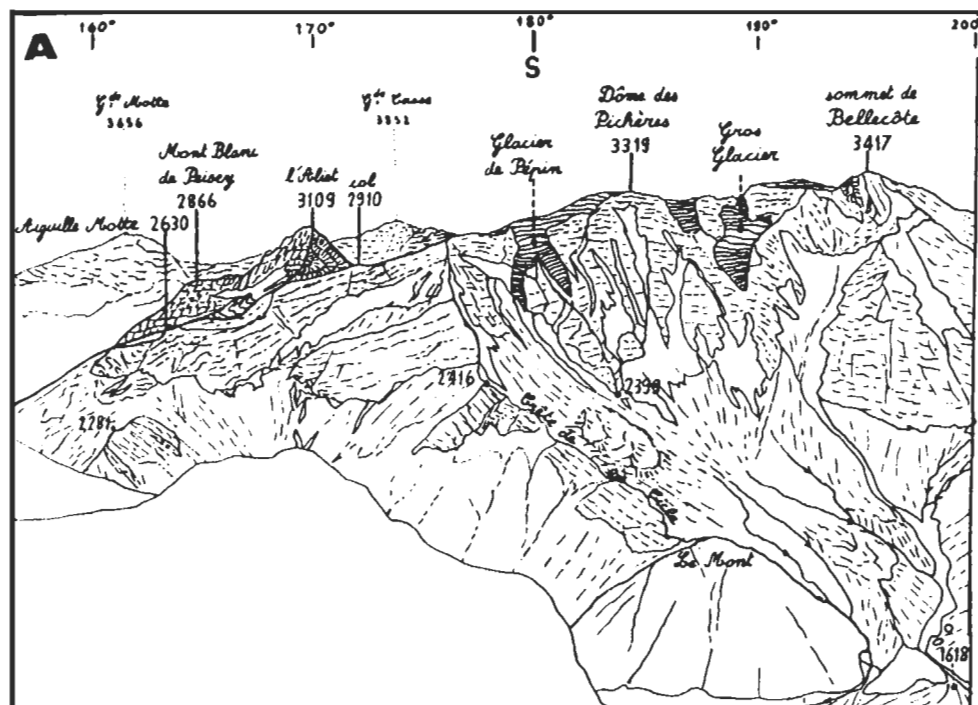


Fig. 56.- Face nord du massif de Bellecôte. Vue d'ensemble depuis l'Aiguille Grive.
A : partie E. B : partie W.

L'Aiguille Grive (2732 m ; premier plan en A) est formée de quartzites werféniens qui appartiennent, avec les calcaires et dolomies de l'Aiguille Rousse (B), à la couverture triasique de la zone houillère (ces deux sommets sont localisés en fig. 2 et 63). On se reportera à la figure 57 pour l'interprétation géologique, et pour la localisation des principaux points étudiés.

Tour d'horizon : A : Grande Motte et Grande Casse (à 15 km), autres points culminants de la Vanoise, formés de "Lias prépiémontais" - B : au loin, massifs cristallins externes, avec les Ecrins-Pelvoux (Ecrins, Meije, à 80 km), les Grandes Rousses (Etendard, à 65 km), et Belledonne (Gd Pic, à 70 km) - zone houillère, déprimée, avec sa couverture triasique (Aiguille du Fruit, près de Courchevel, à 25 km), et la klippe de Schistes lustrés du Mont Jovet (à 10 km) - Vanoise, avec la Roche de Mio (à 8 km).

Massif de Bellecôte : de l'Est à l'Ouest, la vue embrasse plus de 6 km. On notera la hauteur des pentes rocheuses, dépassant localement 1000 m, et leur aspect tabulaire, stratifié en grand. Il s'agit de roches antépermien, ou de leurs métamytonites de phase 1, plus résistantes que le Permien généralement masqué sous le glacis quaternaire du pied de la face. Selon mes levés de terrain, le litage (S_{0-1}) de l'Antépermien serait en réalité subvertical, orienté EW, depuis l'Allet jusqu'au Dôme des Pichères. L'aspect statiforme de la paroi serait dû à de nombreuses dislocations planes tardives (de phase 3).

Sauf autour du lac de l'Étroit, auquel mène un sentier depuis le village de Nancroix, ces pentes sont en général désertes en été faute d'accès balisé. J'ai pu y suivre la crête de la Cicla (1618 m - 3030 m), la crête qui joint le point 2399 à la fourche du glacier de Pépin (A), et la zone à l'Ouest du point 3035 (B). Par les versants E, S, et W du massif, l'accès à la crête sommitale est aisé, mais long. Je n'ai guère parcouru les parois situées sous le sommet, dans le tiers central de la face, où l'on est trop exposé aux chutes de pierres.

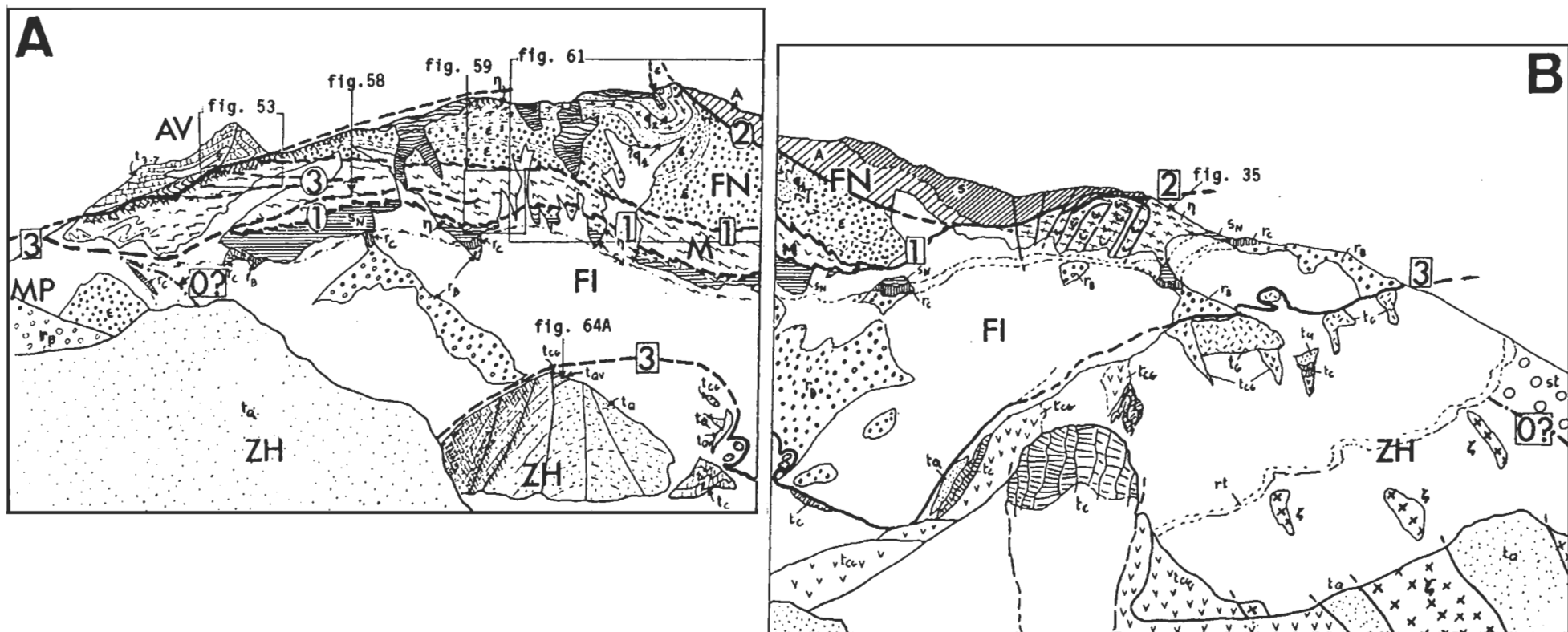


Fig. 57.- Interprétation géologique de la face N de Bellecôte (panoramas de la fig. 56). A : partie E. B : partie W.

Indices des formations : cf. pl. h.t. 1. **Noms d'unités :** ZH : zone houillère - FI : Flanc Inverse - MP : Mont Pourri - FN : Flanc Normal - AV : Aliet - Vallaisonnay. **Principaux accidents :** 0? : failles antérieures au Permotrias - 1, 2, 3 : contacts anormaux alpins des phases successives 1, 2, 3 - **fig. xx :** sites ou échantillons décrits dans ce mémoire, avec numéro de la figure correspondante.

Dans ce schéma interprétatif synthétique, très simplificateur, on considère le massif de Bellecôte comme composé de deux séries, le Flanc Normal et le Flanc Inverse, superposées tectoniquement lors de la phase 1 (avec production des métamytonites M), puis replissées en phase 2 avec déversement à l'E (ainsi que les métamytonites précédentes). Enfin, en phase 3, la masse carbonatée de l'Aliet aurait raboté sommitalement l'édifice ainsi constitué, en même temps que celui-ci était porté sur la zone houillère.

D'autres scénarios restent envisageables. Par exemple les sinuosités du contact ZH-FI, qui semble envelopper un anticlinal à matériel werfénien (t_Q , en bas à droite de la vue A), pourraient suggérer qu'il s'agit d'un charriage de phase 1 (ou 2 ?) replissé en phase 2 (ou 3 ?). Les roches broyées (hachures sur t_Q) et les carneules (t_{CG}) au contact du Permien de Vanoise (r_B) me font penser que l'allure actuelle du contact est surtout due à la phase 3, les sinuosités pouvant s'expliquer par des failles à fonctionnement synchrone du chevauchement 3 (voir IV.4).

premiers mètres de schistes bleutés - bancs calcaréodolomitiques roux, décimétriques à métriques, et/ou bancs de quartzites feuilletés ankéritiques, à dragées de quartz blanc ou rosé, à patine rousse - sporadiquement, un banc métrique vert sombre, à ocelles albitiques millimétriques sur fond chloriteux, faisant effervescence à HCl.

On aurait là des faciès continentaux de climat aride. Les faciès carbonatés pourraient provenir de "flaques" installées dans des zones basses (Schade, 1983b). Quant au banc vert, son faciès "ovarditique" ressemble à ceux du Permien basal de la zone du Métailler (en Suisse ; cf. chap. V), et pourrait représenter des cinérites issues d'émissions volcaniques lointaines (d'âge stéphano-permien ?).

Géométriquement sous r_C dans la face nord de Bellecôte, l'assise r_B , souvent solifluée et sujette à des glissements en masse, montre des faciès fissiles monotones, avec parfois des bancs clairs plus massifs, albitiques, de puissance métrique (arkoses ? cinérites ?). L'épaisseur initiale du Permien devait être notable (1 km à 2 km ?). Il semble probable qu'il a subi des redoublements et étirements, puisqu'il repose sur la couverture écaillée de la zone houillère (fig. 57). On n'observerait donc pas les termes plus récents qui constituaient la suite de la série du Flanc Inverse, probablement du fait de la tectonique alpine.

Cette absence n'est pas absolument certaine, car la patrie des écaillés triasiques qui jalonnent le contact ne peut être assurée. J'ai de plus observé un passage apparemment progressif, sur quelques mètres, depuis r_B jusqu'aux quartzites werfénien t_Q de la Combe du Trovet, sous la forme d'une étroite bande de séricitoschistes onctueux vert pâle (notés rt en pl. h.t. 1 ; falaise en rive droite du Ponturin, face au refuge de Rosuel ; X = 949,25 ; Y = 2068,10 ; Z = 1 700). Du point de vue lithostratigraphique, rien n'empêcherait de voir là une succession normale. Il se pourrait donc, si ce contact était stratigraphique, que tout ou partie du Werfénien de l'antiforme faillée qui traverse la vallée à cet endroit soit à rattacher à la Vanoise.

Mais l'état de broyage des quartzites sur cet unique affleurement m'incite à tracer plutôt entre r_B et rt l'accident majeur tardif entre Vanoise (à l'E) et zone houillère (à l'W), sous forme d'un contact localement subvertical et de direction N 30 E (cf. IV.4). Jusqu'à plus de 100 m du contact, le faciès t_Q est à l'état de gravier anguleux, avec des passées métriques mieux cimentées mimant des bancs de même attitude que le contact. L'assise rt appartiendrait encore à la zone houillère. Elle paraît peu broyée, seulement minéralisée (nombreux cubes de pyrite ; c'est un fait fréquent ailleurs ; cf. IV.4).

Pour les formations reposant géométriquement au-dessus de r_C dans la face nord de Bellecôte, je n'ai pu reconnaître partout la nature des assises supposées antépermien. Dans la Pointe de Friolin et plus à l'Ouest (fig. 57B, pl. h.t. 4, et fig. 30), j'ai signalé la succession suivante, apparemment retournée à plat (épaisseurs maximales entre parenthèses) : **gabbros** (300 m) - **q₂** (50 m, parfois absent) - **s_N** (200 m). Plus à l'Est, là où j'ai pu accéder, on a souvent un, voire deux, de ces trois termes (cf. fig. 59 et pl. h.t. 1), mais fort affectés par les

étirements (de phase 1) et autres cisaillements (phase 2 et 3). La puissance de l'ensemble ne dépasserait plus 200 m (fig. 57 et pl. h.t. 1, où les contours des assises sont en grande partie hypothétiques).

Au sommet de la paroi, j'ai retrouvé des termes attribuables à la base de la série de Plan Richard. Venant du Sud on traverse, depuis Plan Richard jusqu'au col de l'Aliet, les assises de roches vertes rubanées (ϵ) avec un fort pendage au Sud, sans interruption apparente de la continuité lithostratigraphique.

On aurait donc une série en grand normale en haut de la face, surmontant la série renversée précédente. C'est à partir de ces résultats, ou du moins pour les concilier, que j'ai cherché en face nord les modalités d'un affrontement tectonique entre ces deux séries.

IV.3.3. Les formations métamylonitiques M de la face nord de Bellecôte.

Ces faciès sont pour moi d'origine tectonique et d'âge alpin. Non décrits auparavant, ils peuvent être observés en au moins quatre lieux, énumérés ci-dessous de l'Ouest à l'Est.

- Près du col de la Chiaupe (pl. h.t. 4), ils sépareraient le Flanc Normal, coiffé de sa couverture stratigraphique permotriasique, de la série retournée de Friolin (fig. 30). Mais les conditions médiocres d'affleurement ne permettent guère de préciser ces assertions (cf. II.3).
- Sur l'arête qui monte du point 2399 jusqu'à la fourche du glacier de Pépin, et dans la partie haute de la Crête de Cicla de 2 500 m à 2 900 m (fig. 56), j'ai pu observer ces faciès mylonitiques dans les meilleures conditions d'affleurement (et de sécurité). Ces deux arêtes sont visibles en figure 57 ; les figures 58 et 59 en présentent deux détails et une synthèse de mes observations est proposée en figure 60.
- Dans l'Aiguille Motte, à l'extrémité E de l'arête sommitale de 2 800 m à 2 300 m (fig. 54 et 56), ces faciès seraient présents, mais probablement broyés et tronqués tardivement par le charriage de l'Aliet ou ses répliques (cf. IV.2.2, et fig. 53 à 55).

Cette bande métamylonitique devrait passer sous le versant E de l'Aliet (fig. 53), puis se prolonger sans doute dans le massif du Mont Pourri (cf. fig. 62). Mes levés de terrain trop rapides dans ce secteur (et surtout antérieurs à ma découverte des métamylonites dans la face N) ne m'autorisent qu'à suggérer un tracé possible.

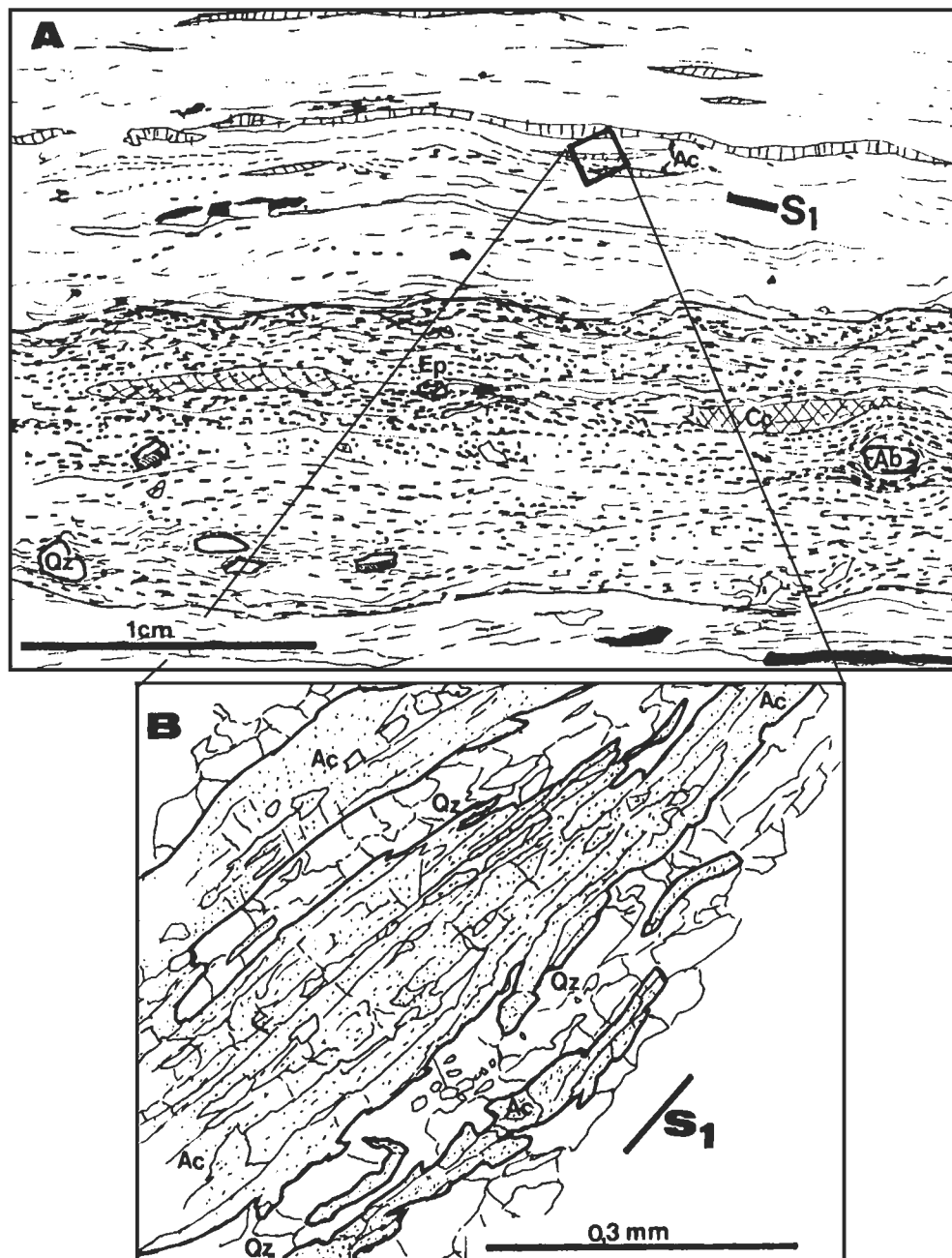
Pour revenir à la face nord de Bellecôte, il faut signaler des difficultés d'ordre cartographique : cette bande mylonitique M n'est pas continue entre Flanc Normal et Flanc Inverse, manquant au moins au Sud-Est de Friolin (pl. h.t. 4, ou fig. 49A). Là, les faciès schisteux s (de la série du Flanc Normal) m'ont paru reposer directement, sur les gabbros de Friolin (série du Flanc Inverse), sans

Fig. 58.- Vues d'une plaque mince dans les mylonites de phase 1 (faciès M). A : vue d'ensemble - B : détail d'un film d'amphibole. Echantillon G 83 100, Crête de la Cicla ; X = 2065,7 ; Y = 950,3 ; Z = 2630.

S₁ : foliation mylonitique - encadré, dans A : localisation de la vue B. **Minéraux.** - **Ab** : albite - **Ac** : amphibole vert pâle, probable actinote - **Cc** : carbonates - **Ep** : épidote - **Qz** : quartz - **en noir** : minéraux opaques (oxydes et sulfures).

La roche est vert sombre à vert pâle terne, et se débite en feuillets. A part les porphyroblastes millimétriques d'albite, on a une pâte fine où peu de cristaux dépassent 0,1 mm, organisée en feuillets d'épaisseur milli à centimétrique (A), vert pâle à vert sombre selon l'abondance de ferromagnésiens (dont la chlorite, non figurée). Tous les minéraux ordinaires du faciès des schistes verts sont présents, mais intimement associés.

Ainsi l'association quartz-actinote, en films (B) constitutifs des feuillets précédents, est un habitus exceptionnel dans Bellecôte, où les porphyroblastes d'actinote représentent d'ordinaire des pseudomorphoses de ferromagnésiens au sein de roches vertes massives (sills, gabbros), et sont plutôt au contact de chlorite ou d'albite. On aurait ici une cristallisation synchronique, en conditions thermodynamiques du faciès des schistes verts, sans nucléation postérieure notable.



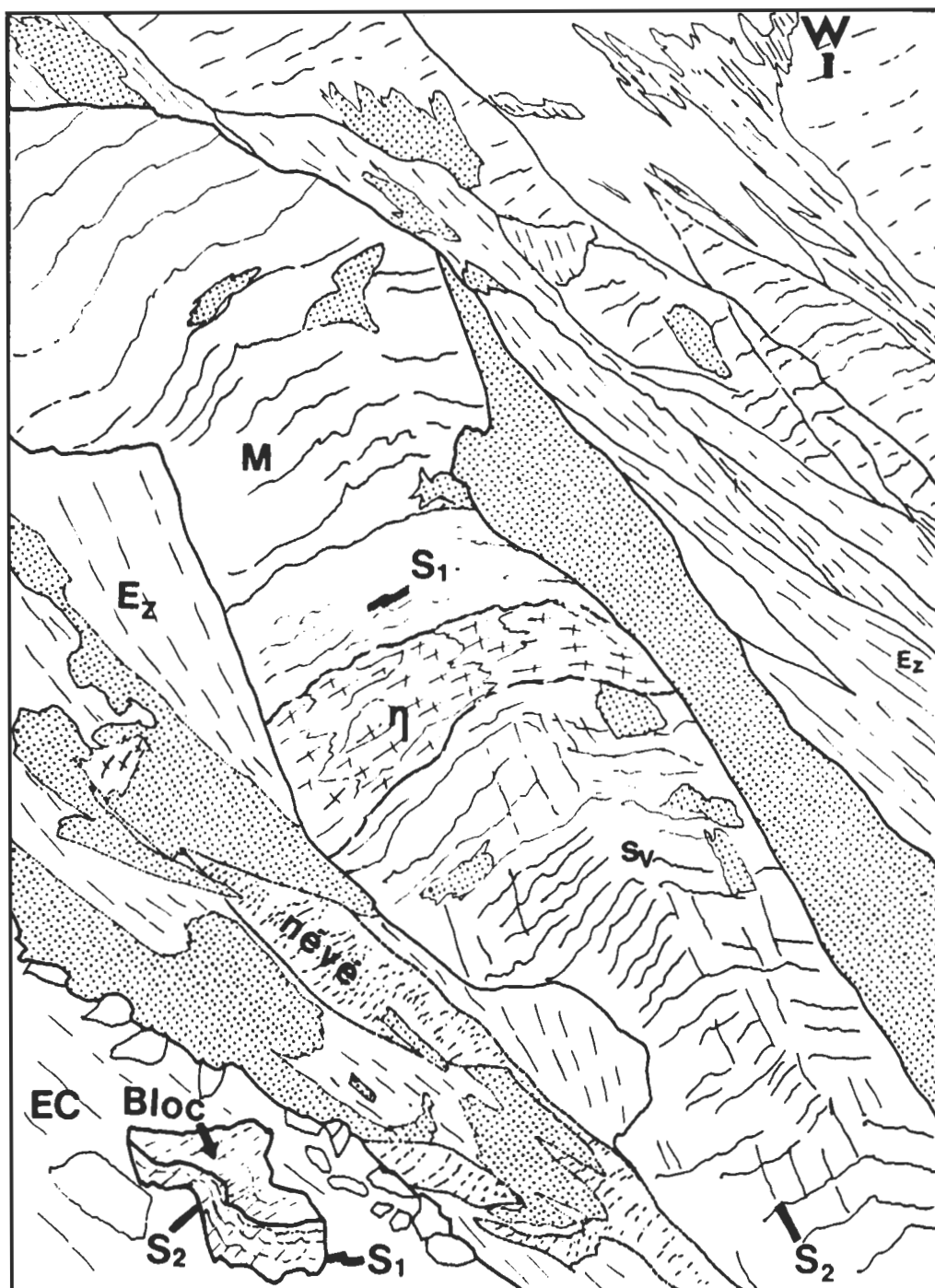


Fig. 59.- Vue de la base du faciès métamylonitique M dans la face N de Bellecôte.

Au premier plan, en bas à gauche, on voit le matériel gélofracté (EC) de l'arête qui descend sous la fourche du glacier de Pépin (d'où la vue est prise, vers 2 550 m), puis au second plan un couloir d'avalanche à l'ombre (en grisé, avec des éboulis vifs Ez, et des névés), avant une seconde arête à environ 150 m du point de prise de vue. Au fond, couloirs sous le Gros Glacier et le sommet de Bellecôte (fig. 56 et 57).

On distingue la première foliation (S0-1), pentée au Sud de 40° environ, reprise par une famille de diaclases plus lâche, mais bien réglée, pentée fortement au NW (S2 ; le bloc éboulé au premier plan montre ces deux surfaces : S2 est plan axial des plis de S1 dans ce bloc du faciès M).

Sur le terrain, les gabbros (η) se distinguent de l'encaissant vert sombre, schisteux (sv) et/ou mylonitique (M), par des teintes vert bleuté clair. Ils semblent former ici un reliquat, resté solidaire du Flanc Inverse lors de la formation des mylonites, équivalent latéral des masses plus épaisses de gabbros connues dans la Pointe de Friolin. Ils ne semblent guère pénétrés par S2.

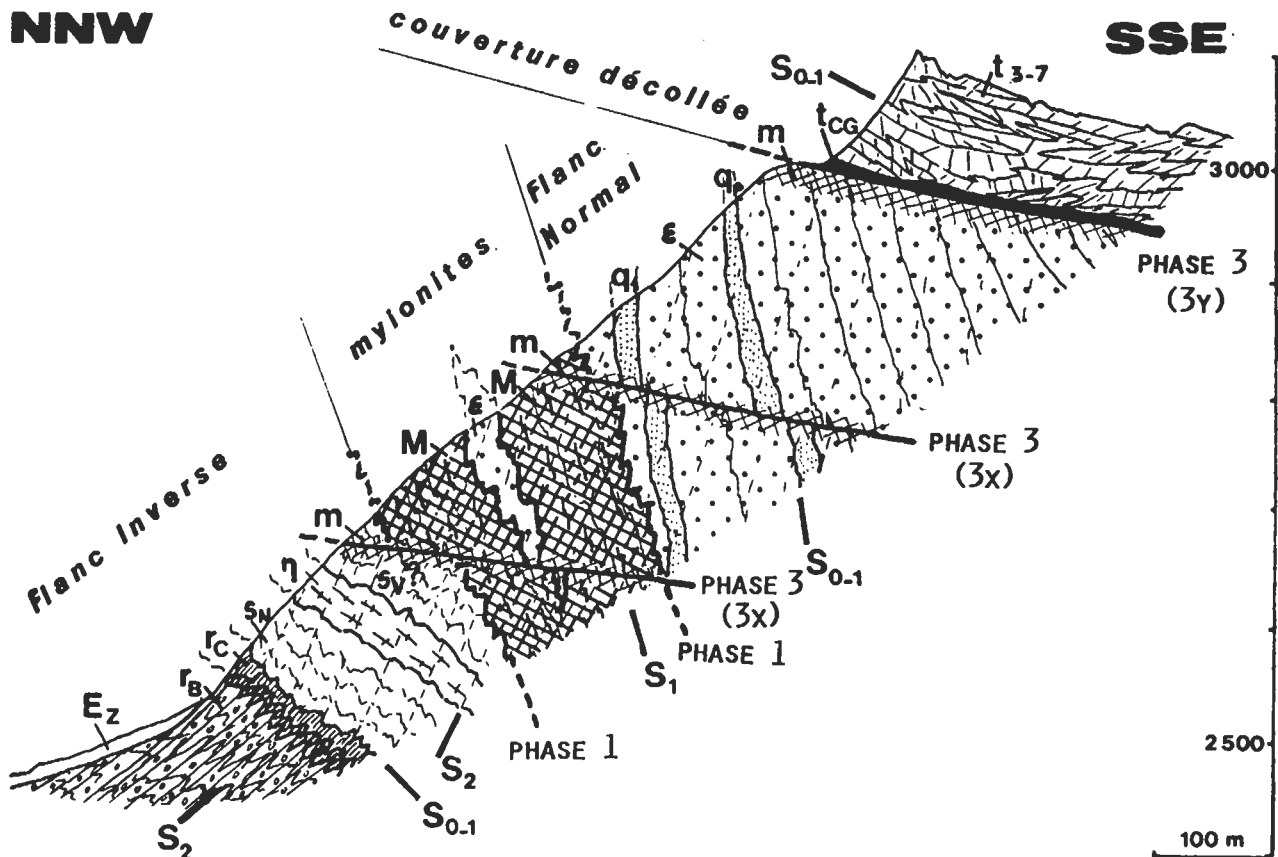


Fig. 60.- Coupe synthétique interprétative des rapports entre Flanc Inverse et Flanc Normal, dans la face N de Bellecôte au droit du glacier de Pépin et de la crête de la Cicla.

Indices des formations : E_z : éboulis vifs - autres notations : cf. pl. h.t. 1. S_{0-1} : stratification, et foliation de phase 1, confondues - S_1 : foliation des métamylonites M de phase 1 - S_2 : schistosité de strain-slip 280/35 dans r_B , r_C , s_N , passant (progressivement ?) à des diaclases réglées 310/50 dans les formations plus compétentes surincombantes.

Fréquemment les surfaces S_{0-1} , S_1 , ou S_2 , semblent avoir rejoué, car elles passent à des fissures à empiéssage d'oxydes de fer ou de carbonates roux pulvérulents, la roche pouvant alors évoquer une brèche de phase 3 (m).

S_2 change d'attitude et de style en passant du Permien schisteux à l'Antépermien, puis s'atténue progressivement vers le haut. Si l'on admet ces faits (est-ce bien toujours S_2 ?), leur interprétation est délicate. On pourrait déduire, de ce redressement de la schistosité dans les assises compétentes, que la coupe se situe dans le flanc normal d'un pli anticlinal kilométrique de phase 2. Mais l'ensemble a été déformé encore par la phase 3.

Il est encore plus difficile d'expliquer les variations d'attitude des surfaces anté- S_2 . La stratification et/ou la foliation de phase 1 (S_{0-1} et S_1), peu inclinées au pied de la face dans le Flanc Inverse, se redressent progressivement à la verticale dans les mylonites et le Flanc Normal. Vers le Sud, cette attitude subverticale des assises est de règle jusqu'à Plan Richard (coupe 3 en pl. h.t. 5), où elle semble résulter de la phase 2 (fig. 51 et 52). Si l'on admet que S_{0-1} et S_1 étaient ici aussi subhorizontales avant la phase 2, on peut proposer de voir dans ce redressement progressif de S_{0-1} l'effet d'un plissement de phase 2, à vergence SSE. Si non, on pourrait imaginer que la zone mylonitique était verticale à l'origine, et correspondait à un décrochement. Je n'ai pas d'éléments pour favoriser l'une ou l'autre hypothèse.

Cette interprétation résulte de postulats sur les styles et vergences des trois phases successives (et sur le nombre même de ces phases). Dans un tel contexte tectonique, les incertitudes qui pèsent sur les données lithostratigraphiques doivent rendre encore plus prudent. Ainsi la "série" du Flanc Normal semble très épaisse, et pourrait contenir des replis isoclinaux de phase 1. Dans la "série" du Flanc Inverse, l'absence de l'assise q_2 entre les gabbros (η) et les Schistes Noirs (s_N) pourrait être d'origine tectonique.

trace de mylonites. Il y a une certaine accordance tectonique, car la schistosité S_2 semble identique en attitude de part et d'autre du contact. Je suppose, sans autre preuve, que le contact entre les deux unités aurait rejoué en phase 2, segmentant la bande mylonitique.

Il se peut aussi que les faciès schisteux s n'aient donné prise à la mylonitisation que sur une faible épaisseur (?), ou que le contact passe plus bas ou plus haut (au sein des gabbros ? entre A et s ?) et qu'il faille donc revoir quelque peu les limites proposées aux unités (fig. 49A). De plus A et s n'ont pas une position claire vis-à-vis du Flanc Normal (II.3.5).

M : roches vert sombre à vert-de-gris pâle (à variations insensibles de teinte), à feuilletage S_1 (mm à cm) repris par S_2 , à grain très fin, à texture microscopique mylonitique.

Leur limite supérieure n'est pas franche. Au sein des roches vertes rubanées et plus massives surincombantes (ϵ), existent déjà des bandes décimétriques schisteuses, vert pâle, parallèles à S_{0-1} , lardées d'yeux de quartz. Progressivement, sur 100 m à 200 m, l'étirement des roches semble s'accroître pour aboutir au faciès homogène M , vert sombre, où le rubanement de ϵ aurait disparu.

A leur base et se rattachant donc au Flanc Inverse j'ai trouvé des gabbros (η) vert bleuté clair (fig. 59), apparemment peu étirés : on retrouve les porphyroblastes d'amphibole caractéristiques de ce faciès.

C'est au microscope que la nature mylonitique de M est nette. La texture finement rubanée, à cristaux très petits de quartz et chlorite, montre des filets fusiformes où peuvent abonder albite, épidote, sphène, carbonate, actinote (fig. 58). Je rappelle qu'habituellement l'actinote ne se trouve qu'au sein de metabasites pauvres en quartz, où elle pseudomorphoserait les porphyroblastes ferromagnésiens d'une ex-paragenèse magmatique. Ici son habitus fibreux ou fusiforme est d'origine tectonique (fig. 58B), et elle est au sein d'une roche riche en quartz. Cette juxtaposition proviendrait d'une mylonitisation en conditions thermodynamiques correspondant au faciès des schistes verts. On notera qu'il n'y aurait pas eu ici le "rééquilibrage thermique" proposé par certains auteurs (dont récemment Platt et Lister, 1985) entre les phases 1 et 2, puisque ces mylonites ne présentent pas de traces de nucléation postcinématique.

Les données microstructurales relevées dans deux coupes (crête de la Cicla, et arête sous la fourche du glacier de Pépin : fig. 56) sont utilisées dans la reconstitution schématique proposée (fig. 60). La foliation mylonitique est affectée de plis semblables décimétriques, dont le plan axial paraît être S_2 (fig. 59). Ceci indiquerait que cette mylonitisation est antérieure à la phase 2. D'autre part, la foliation des mylonites serait parallèle au rubanement stratigraphique des assises voisines, tant sus que sous-jacentes, d'où les désignations respectives S_1 et S_{0-1} . Ces dernières seraient fortement pentées au Sud, et par endroits verticales. Je suppose que ces mylonites, engendrées avec S_1 presque à plat lors de la phase 1 (comme S_{0-1} paraît l'être, plus au Sud, dans le secteur de Plan

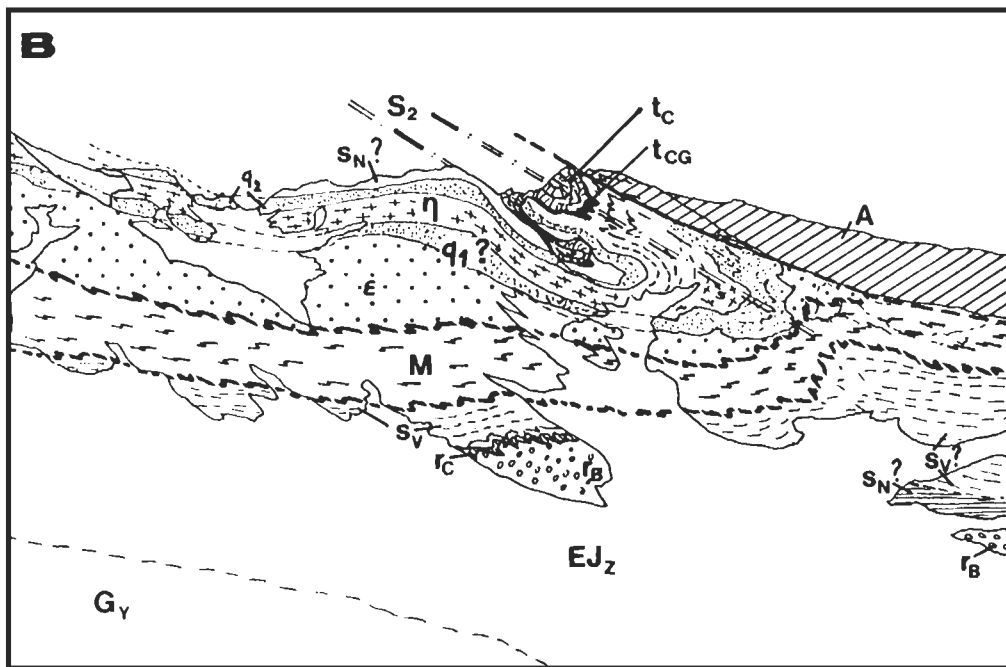
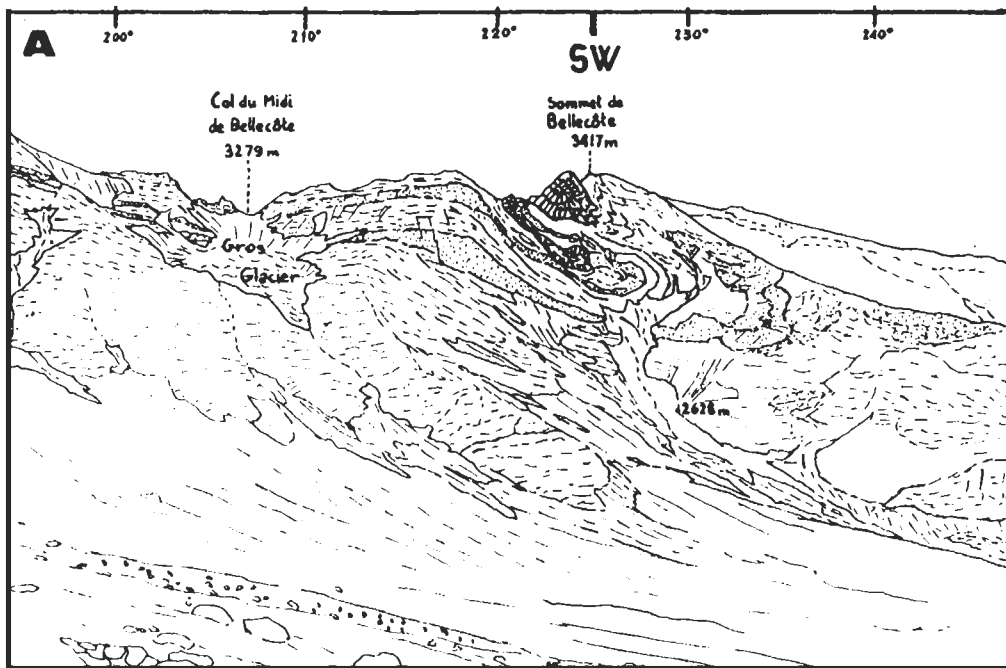


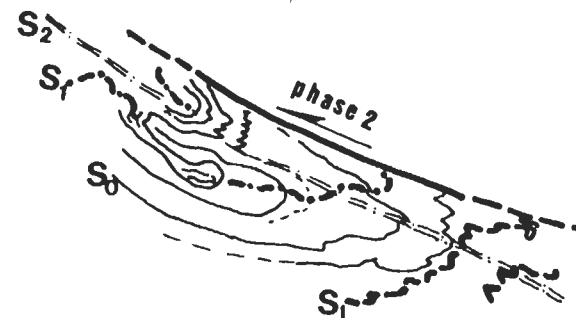
Fig. 61.- Vue du synclinal à cœur triasique en face N sous le sommet de Bellecôte. A : paysage - B : interprétation géologique.

Notations : EJ_2 : glaciis d'éboulis et de produits d'avalanches - G_Y : cordon morainique plus ancien (colonisé) - autres terrains : cf. pl. h.t. 1. Situation : cf. fig. 57. Vue depuis la crête de la Cicla à 2 100 m d'altitude.

La synforme dessinée par q_1 dans l'Antépermien pourrait affecter également la zone mylonitique (M). Cette synforme paraissant déversée à l'Est, il s'agirait d'un pli de phase 2, lié peut-être au chevauchement de la masse des arkoses du sommet de Bellecôte (assise A ; cf. II.3.5). La forme complexe du cœur triasique (deux lobes synclinaux, lobe de gauche presque fermé) me fait supposer qu'on a là des plis hectométriques de phase 1, initialement à vergence N ou NE (?), réorientés et "refermés" lors de leur reprise dans un pli synclinal kilométrique de phase 2 (voir pl. h.t. 5, coupe 13).

A la différence de celui de l'Aliet (fig. 10 et 53 à 55), ce Trias est plissé avec son substratum. Ellenberger (1958) y voyait un lambeau allochtone, traîné sous les Schistes lustrés au dos du Carbonifère retourné (qui pour moi serait plutôt de l'Antépermien en série en grand normale) avant le rétro-charriage (c'est-à-dire avant ma phase 2). Lors d'une descente en rappel sous le sommet, P. Saliot (comm. orale de Raoult) n'a pu déterminer si ce lambeau de carbonates a ou non un contact d'allure stratigraphique avec son substratum antépermien. Jaillard et Debelmas (1986) ont proposé d'y voir un olistostrome (voir V.1.1) d'âge néocrétacé-tertiaire, donc antérieur à la phase 1.

Je considère que c'est une couverture triasique autochtone vis-à-vis de son substratum, prolongement de celle qui ressortirait au bord sud du glacier du Cul du Nant (pl. h.t. 3). Cette couverture reposerait ici presque en concordance sur la série antépermienne, au sommet de q_2 . La présence des Schistes Noirs (s_N), et l'attribution à q_1 et q_2 des barres quartzeuses, ne sont que des hypothèses, que je n'ai pu vérifier en accédant aux affleurements, faites d'après mon interprétation du versant sud de ces arêtes (fig. 17, où l'on voit aussi le Col du Midi de Bellecôte).



Richard), auraient été localement redressées par des "plissements en retour" (phase 2 ?).

IV.3.4. Effets des phases 2 et 3 sur les structures de la face nord. Conclusions.

La phase 2 semble donc responsable de la schistosité ou du diaclasage penté au NW qui affecte S_1 (fig. 59). Elle aurait également engendré la structure spectaculaire qu'on peut observer sous le sommet de Bellecôte (fig. 61). Ce pli, apparemment déversé à l'Est, affecterait les barres q_1 (?) et q_2 , enveloppant un cœur synclinal double occupé par du Trias carbonaté. Je n'ai pu faire de mesures microtectoniques sur cette structure, car l'accès aux affleurements est difficile. De loin, le pli paraît lié à un charriage à vergence E, donc pour moi de phase 2. Mais les complexités de détail qu'on y devine pourraient indiquer des structures de phase 1. Ces hypothèses ne pourront être justifiées ou infirmées que par des levés cartographiques et microstructuraux plus précis autour du sommet de Bellecôte.

Le compartiment au-dessus du chevauchement contiendrait l'assise A. Celle-ci constituerait, outre le Becqui Rouge -pl. h.t. 3- et le soubassement du glacier de la Chiaupe -pl. h.t. 4-, le sommet même de Bellecôte. Mais au Sud autour du Becqui Rouge, ce contact aurait joué en phase 3 (fig. 26, point c en fig. 50, et II.2).

Dans les coupes 13 à 15 (pl. h.t. 5), il y a un problème pour raccorder le flanc inverse de ce pli (à pendage inverse W), à la série normale pentée W qui ressort au Sud du glacier du Cul du Nant, dans les Creux de la Laisille. La solution provisoire que je dessine fait appel à d'hypothétiques plis de phase 1. Peut-on les invoquer aussi pour expliquer la forme compliquée de ce synclinal, à deux lobes (fig. 61) ?

Enfin ce plissement de phase 2 doit théoriquement avoir eu un effet sur la géométrie de la zone métamylonitique de phase 1. Là encore je ne peux répondre que par des dessins schématiques et parfaitement hypothétiques (fig. 57B et 61B par exemple).

En figure 60, s'ajoutant aux déformations des phases 1 et 2, j'ai représenté des zones broyées subhorizontales recoupant les structures plicatives. En effet les roches, déjà foliées (S_{0-1} ou S_1) et schistosées (S_2), montrent fréquemment des réseaux de fissures enduites d'oxydes de fer noirs ou rouge sombre, parfois de carbonates roux et pulvérulents rappelant les cargneules sous l'Aliet (fig. 53B). Généralement planes, ces fissures auraient parfois suivi les surfaces préexistantes (S_{0-1} , S_1 , et S_2). Je n'y ai pas relevé d'orientation préférentielle (mais n'ai pu consacrer qu'un temps réduit à leur observation). Je les attribue à la phase 3 (cf. IV.2.2) qui ici aussi serait marquée par d'importantes pressions de fluides minéralisateurs (avec réouverture des surfaces de faiblesse ?). L'inventaire des microstructures engendrées par cette phase 3 devra précéder toute étude plus poussée des précédentes, au moins en ce lieu.

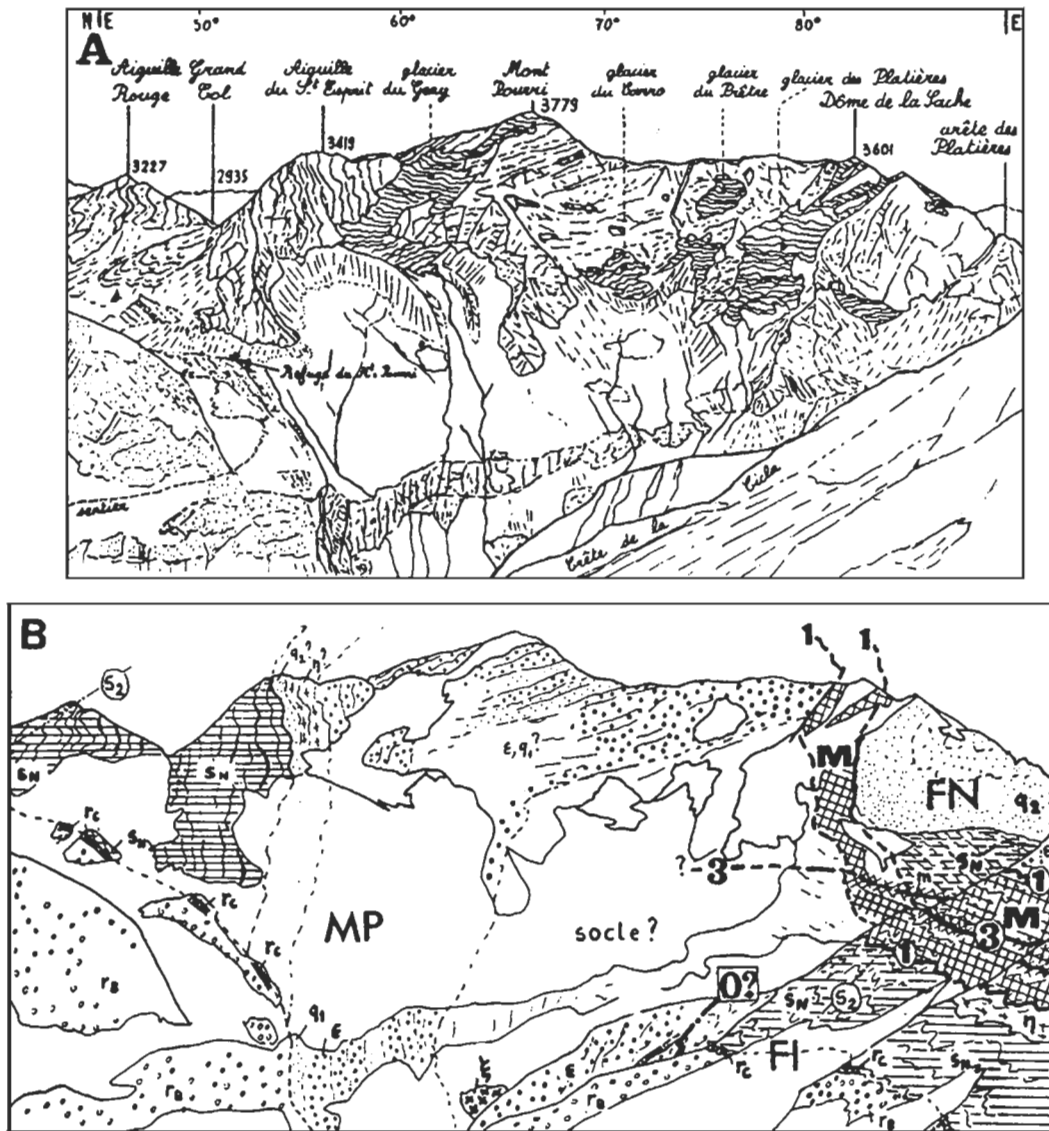


Fig. 62.- Vue du massif du Mont Pourri depuis le glacier de Bellecôte.

A : paysage - B : interprétation géologique. Dessins d'après une photographie prise près du point 3035 (voir sa situation en fig. 56B).

Indices des formations, abréviations des noms d'unités : cf. fig. 57 et pl. h.t. 1 - 0 ? : limite (faille permienne ?) entre les séries du Mont Pourri (MP) et du Flanc Inverse (FI) - 1, 3 : contacts anormaux alpins de phases 1 et 3.

La face N de Bellecôte occupe la partie inférieure droite de la vue (crête de la Cicla). La distance Aiguille Rouge - arête des Platières est d'environ 5 km. Je n'ai parcouru que les contreforts de l'Aiguille du Saint Esprit, et de l'arête des Platières. L'interprétation que je propose, tout à fait provisoire, est basée sur une extrapolation des faits reconnus dans Bellecôte.

Ellenberger (1958) a décrit dans le Mont Pourri une série "carbonifère" faite de plus de 1 000 m de roches vertes surmontées de schistes charbonneux. Elle serait visible ici, fortement pentée au N. Si on l'assimile à la série antépermienne de Bellecôte (fig. 33), et qu'on admet la continuité, au passage Flanc Inverse - Mont Pourri, du Permien et de son contact stratigraphique (assise r_c) avec l'Antépermien, il faut supposer que le Permien est nettement discordant. En effet, bien représentés dans l'Aiguille Rouge et l'Aiguille du Saint Esprit, les Schistes Noirs (s_N) n'apparaissent plus dans la vallée du Ponturin (en bas, au centre), où affleurent (cf. III.2.1 et fig. 34) des micaschistes à grenat (ξ) pouvant représenter un socle pour la série de Bellecôte.

Au Sud (ici vers la droite), en montant vers l'arête des Platières, on trouve des roches vertes à texture confuse (peut-être les mylonites M ?), puis des schistes noirs charbonneux (s_N) localement rougis par des diaclasses emplies d'oxydes de fer (m, brèche de phase 3 ?). L'arête est faite d'une épaisse barre quartzreuse, évoquant q_2 (cf. analyse G 83 064). Ces éléments permettent d'esquisser dans le Mont Pourri un prolongement aux structures majeures de Bellecôte, dont les contact anormaux des phases 1 et 3 (resp. 1 et 3 ; voir aussi le schéma structural en pl. h.t. 1, à son bord E). Marion (1984) a décrit dans les versants orientaux du Mont Pourri des cisaillements tardifs, apparemment plans, qui seraient aussi visibles ici (contacts 3).

La face nord de Bellecôte présente donc un dispositif structural compliqué, marqué par la superposition de plusieurs phases à styles très différents. Le modèle de la figure 60 est cohérent avec celui proposé à Plan Richard, comme je tente de le montrer dans les coupes interprétatives du massif (pl. h.t. 5). On notera le rôle notable des phases tardives dans la géométrie des structures, qui incite à leur accorder une importance plus que locale. L'idée de ces cisaillements ultimes, plats, à rejeu kilométrique, a été avancée pour un secteur voisin par Marion (1984), qui a cartographié des "cisaillements tardifs" dans la haute vallée de l'Isère. Je pense qu'une synthèse de nos idées pourra s'appliquer au Mont Pourri (fig. 62).

Entre autres chevauchements tardifs, Marion (1984) a décrit un contact plan, incliné au Sud de 20°, entre Vanoise et zone houillère au Nord du Mont Pourri. Ici, dans la vallée du Ponturin, la géométrie du contact est moins simple (fig. 57 et 63), mais il pourrait être tardif quand même comme j'essaie de le montrer dans ce qui suit (IV.4).

Dans le secteur visible en figure 57, des faits pourraient suggérer que la Vanoise n'a été portée sur la zone houillère qu'après la phase 1. Au pied de la face nord de Bellecôte affleurent en effet des quartzites du Werfénien, rattachés à la zone houillère (cf. §IV.3.2, 3^{ème} et 4^{ème} alinéas en interligne serré). Leur niveau sommital hématitique **t_{QV}** ne présente guère de trace d'une foliation minérale fine pénétrative (fig. 64), et pourrait donc n'avoir pas subi la phase 1 (ou dans des conditions moins sévères), se trouvant à ce moment-là hors de sa zone d'influence, à un niveau structural nettement moins profond que les formations de Vanoise, et peut-être à une distance horizontale nettement plus importante qu'aujourd'hui.

Fig. 63.- Le contact Vanoise-zone houillère dans la vallée du Ponturin.

A : panorama depuis le Dôme des Pichères (point de l'arête sommitale du massif de Bellecôte visible en fig. 56A).

B : interprétation géologique (sauf pour le Quaternaire, laissé en blanc).

A : le point de vue est à 3 300 m d'altitude, et le dessin (d'après photographie) comporte des repères approximatifs d'azimut (en haut du cadre) et d'inclinaison sous l'horizon (à droite). Le recouvrement quaternaire important ne laisse voir que des affleurements clairsemés.

MORPHOLOGIES.

Sur l'ubac (soit la face nord de Bellecôte, jusqu'au Ponturin), les arcs morainiques (Plan de Pépin, rive gauche du Nant de Bellecôte, NW du point 2303) auraient été laissés par des glaciers locaux tardiwürmiens. Leur position altitudinale, habituelle dans la région, est 1800-2300 m. Ils sont entaillés par les torrents actuels (Nants), dont les gorges (emplies de culots d'avalanche car la vue est prise en juillet) se terminent à l'aval par de larges cônes de déjection (les Lanches). Les aulnes, seuls arbres capables de survivre l'hiver sous les avalanches, occupent le bas du versant (1500-2100 m).

L'adret (soit le flanc de vallée exposé au Sud en rive droite du Ponturin) est cultivé jusque vers 1700 m (les Lanches, N.D. des Vernettes), sauf les secteurs trop raides laissés aux forêts de conifères (jusqu'à 2000 m). Au-dessus les replats sont occupés par les alpages d'été (Rossets), qui sont aussi l'hiver des "domaines skiables" (les Arcs).

B.- Indices des formations : cf. pl. h.t. 1. La vue est prise du Flanc Normal (FN), surmontant la série retournée du Flanc Inverse (FI) dont le Permien bleuté (r_B) se retrouve dans le Mont Pourri (MP). Ces unités à séries de type Vanoise affrontent la zone houillère (ZH) le long de failles verticales (F) ou par l'intermédiaire d'un chevauchement (3).

La zone houillère montre ici les Gneiss du Sapey-Peisey (ζ) coiffés de formations permotriasiques. Celles-ci constituent souvent une succession d'apparence normale avec, au-dessus des Gneiss ζ et de bas en haut : rt, t_Q, t_{QV}, t_C ou t_G. On aurait donc là une série de couverture parautochtone en grand normale quoique écaillée et broyée (surcharge m, cargneules t_{CG}). Pour moi l'association des faciès broyés et des cargneules est symptomatique d'un fonctionnement en phase 3, pour le chevauchement (3) comme pour les failles (F).

Dans toutes les Alpes comme dans la région qu'on voit ici, les cargneules jalonnent d'autres contacts alpins majeurs, dont celui entre la zone houillère et la zone valaisane (sous l'horizon), ou entre cette dernière et les zones plus externes (au fond). Il serait intéressant de chercher si des faciès broyés parautochtones ne sont pas là aussi associés aux cargneules, comme cela semble fréquent en Vanoise (Ellenberger, 1958, p. 386).

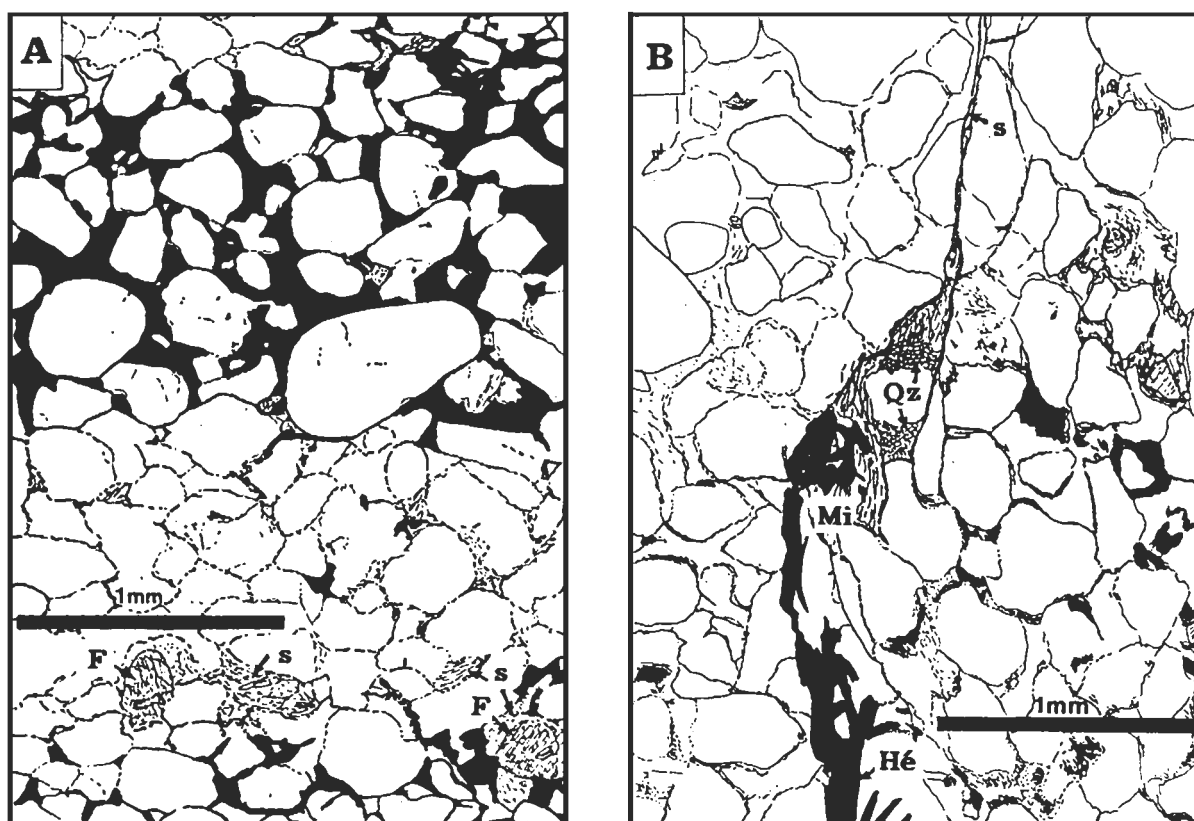


Fig. 64.- La déformation dans les quartzites versicolores (tqv) de la zone houillère
vus en plaque mince. **A** : faciès non déformé (éch. G 81 170, Le Mont,
X = 948,30 ; Y = 2067,02 ; Z = 1950 ; loc. en fig. 57) - **B** : faciès déformé
(éch. G 81 036 B, Combe du Trovet, X = 949,18 ; Y = 2068,3 ; Z = 1890).

Minéraux. - **F** : feldspath (probablement potassique, car séricitisé) - **Hé**
(en noir) : hématite - **Mi** et **s** : mica blanc, séricite - **Qz** (en blanc) : quartz.

Ces deux échantillons sont pris au sommet de l'antiforme de quartzites werféniens Combe du Trovet-Le Mont, premier élément de la zone houillère que recoupe la vallée du Ponturin (fig. 57A). Ils se situent à quelques mètres sous le toit des quartzites, dans les bancs hématitiques violacé à vert sombre qui couronnent habituellement le Werfézien de la zone briançonnaise. Au Mont, l'échantillon A provient de la zone de passage progressif aux grès roux à ciment carbonaté sus-jacents (dits, par similitude de couleur, cargneules, et indicés tCG en pl. h.t. 1), par enrichissement du ciment en carbonates sur 2-3 m, avec présence de petits galets (3-5 mm) arrondis de quartz bleuté ou rosé.

La plupart des grains arrondis de quartz sont monocristallins. Peu sensible dans le faciès A, la déformation est concentrée en B le long d'une fissure, contre laquelle les grains du sable originel ont été en partie dissous, avec recristallisation d'hématite spéculaire (en gerbes) et d'un film de séricite.

Dans l'unité sus-jacente rattachée à la Vanoise, 1 000 m plus haut (fig. 57), on trouve des mylonites de phase 1 (fig. 58) formées aux dépens d'assises, telles q1, qu'on peut présumer aussi compétentes que ces quartzites du Werfézien. Il paraît difficile de concevoir que ces grès presque intacts aient été soumis aux mêmes contraintes (mais des différences de compétence des assises pourraient être invoquées, et le même faciès tqv existe en Vanoise). La déformation modérée, à cet endroit, du matériel de la zone houillère appuie (sans la prouver) l'idée que la mise en place de la Vanoise sur la zone houillère est postérieure aux phases tectonométamorphiques alpines majeures, dont la phase 1.

IV.4. HYPOTHESES SUR LES RELATIONS DE LA VANOISE AVEC LA ZONE HOUILLERE ET LA "NAPPE DES GYPSES".

IV.4.1. Introduction. Les limites d'unités.

Les observations réalisées sont résumées dans les figures 63 à 66. L'essentiel des interprétations est donné dans leurs légendes, et illustré par les coupes 10 à 14 et BB (pl. h.t. 5). La lithostratigraphie de la zone houillère, que je n'ai pas étudiée, est décrite sommairement (fig. 5), d'après les données de Fabre (1961). Les raisonnements font souvent référence aux résultats précédents.

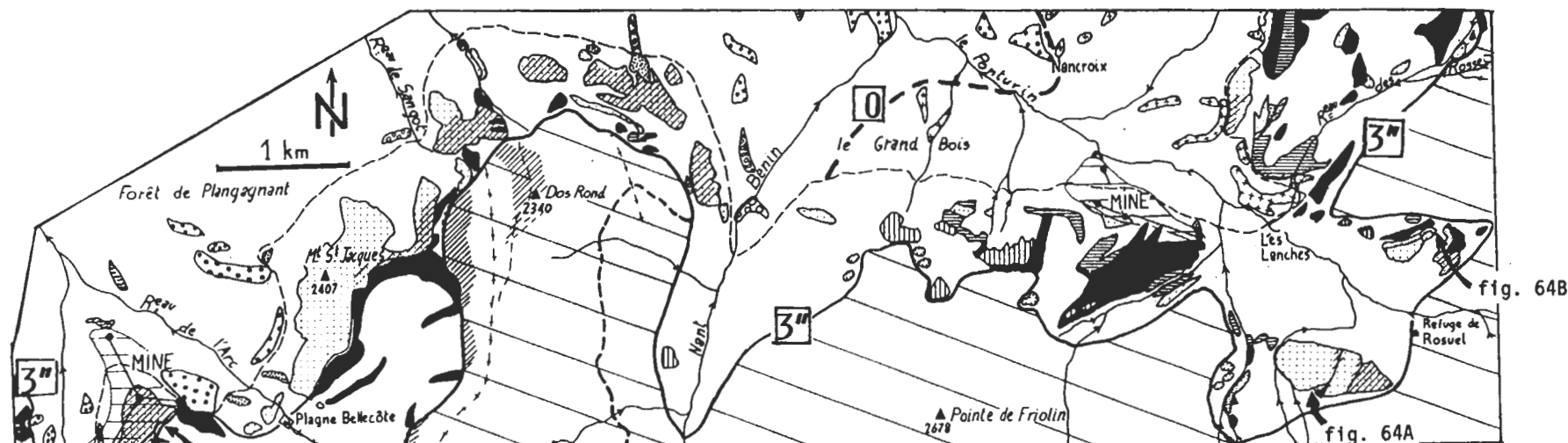
En Vanoise, le chevauchement de l'Aliet (cf. IV.2.2 et fig. 53 à 55) est jalonné de roches broyées et minéralisées postérieurement à l'acquisition de la schistosité S_2 . Il aurait pu fonctionner en même temps que des failles décrochantes N-S, lieux de flexures pour cette surface de charriage. Ces caractères sont à mon avis à rapprocher des faits observables le long du contact Vanoise - zone houillère (fig. 63 à 66), contact qui, pour son état actuel, pourrait donc lui aussi dater de la phase 3.

Dans cette portion du secteur étudié, d'altitudes moindres que Bellecôte et souvent couvert de forêts denses, les observations éparses que j'ai pu faire m'autorisent à trois conclusions :

- qu'il s'agisse de contacts anormaux majeurs ou mineurs, les contacts mécaniques entre Vanoise, "Nappe des gypses", et zone houillère seraient de phase 3 (IV.4.2), idée qui permettrait d'expliquer la genèse des gisements de galène argentifère (IV.4.4) ;
- les gypses et cargneules de La Plagne sont peut-être allochtones, à l'instar des Schistes lustrés du Mont Jovet qu'ils supportent, et les intégrer à la "Nappe des gypses" serait alors justifié ; mais on doit aussi envisager l'éventualité de leur parautochtonie, situation qui semble la plus probable pour le reste du matériel triasique écaillé jalonnant le contact entre Vanoise et zone houillère (IV.4.3) ;
- les Gneiss du Sapey-Peisey représenteraient un socle anténamurien, accolé tectoniquement à la série houillère avant le dépôt du Permotrias (IV.4.5).

Les critères lithostratigraphiques retenus pour dessiner les limites d'unités, tout comme en Vanoise (fig. 49), portent avant tout sur les épaisseurs et les lithofaciès des assises permienes. On a, dans le terrain représenté en figure 65, trois Permienes différents (voir aussi la carte, pl. h.t. 1) :

- **rt** (zone houillère) : 20 m à 50 m de séricitoschistes vert pâle, violets, ou gris, à passées microconglomératiques feldspathiques, régulièrement surmontés par le Werfénien ; ce Permotrias, quoique souvent broyé en compagnie du Werfénien, semble en grand en position normale, et coifferait indifféremment, et en discordance, le Houiller ou les Gneiss du Sapey-Peisey ; il est donc rattaché à la zone houillère, dont la série serait normale et en grand encore subhorizontale ;



0 : faille antéalpine, antérieure au Permotrias ("asturienne" et/ou "saaliennne")

3' (décrochement ?)

3'' (chevauchement ?) } contacts anormaux alpins successifs de phase 3

- Roches broyées
- Formations de la zone Vanoise - Mt Pourri avec axes de culmination anticlinale (a) et axes de synclinaux pincés (b)
- limite approximative des affleurements de la couverture permotriasique en zone houillère
- contact zone houillère - nappe des Gypses
- bord externe des unités de Vanoise
a : limite orientale de l'Unité de la Roche de Mio

- Quaternaire, avec entonnoirs de dissolution
- Gypse (Keuper ?)
- Cargneules
- Calcaires et dolomies (Trias moy. sup.)
- Quartzites hématitiques (Werfénien inf.)
- Quartzites blancs lités
Séicitoschistes vert pâle ou violet pâle, arkoses claires (Permo-Trias ?)
- a : Gneiss du Sapey-Peisey
- b : conglomérat à galets métriques
- c : id., à galets de 1 à 10cm, à granoclasts, et schistes gris
- Carbone productif (Westphalien-Stéphanien inf.)

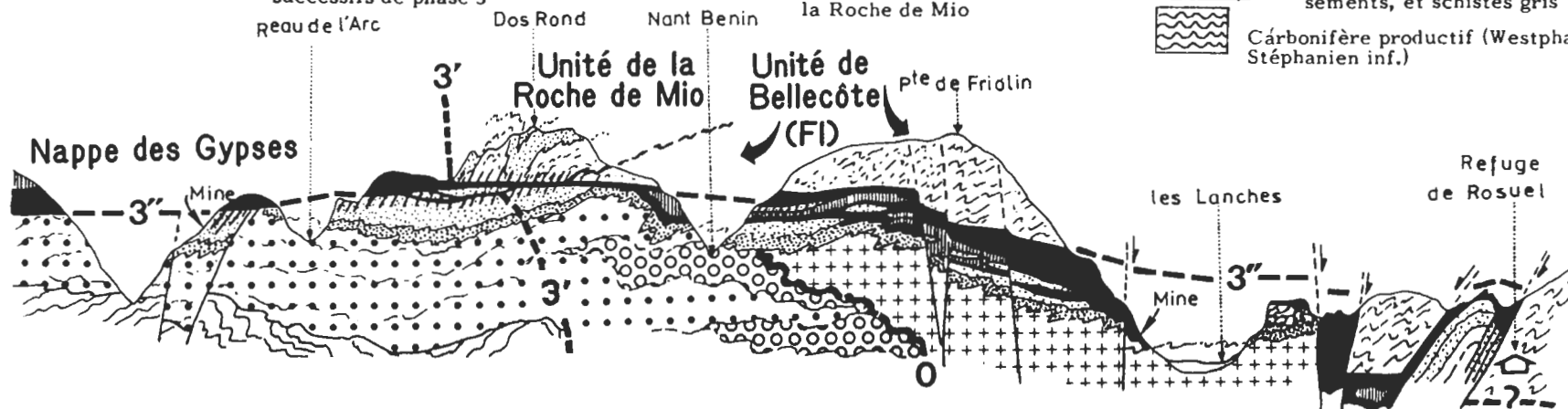


Fig. 65.- Carte des affleurements et coupe interprétative synthétique de la zone houillère entre La Plagne et Peisey.

La carte montre la faible surface des affleurements recensés, sous le couvert forestier dense. Les critères choisis pour dessiner le bord interne, oriental, de la zone houillère, sont selon les points :

- arrêt des séries rattachées à la Vanoise, en pratique le Permien bleuté des Lanches au Nant Benin, et la série de la Roche de Mio, à Permien épais et complet (Guillot et Raoult, 1984), autour du Dos Rond. Le Permien attribué à la zone houillère affleure peu, mais semble toujours très mince (<20 m), et ne comporterait que des faciès attribuables au Permotrias ;
- arrêt de structures affectant les séries de Vanoise, lorsqu'il y a les mêmes faciès de quartzites werféniens de part et d'autre du contact présumé ; c'est le cas des plis hectométriques N-S réguliers à vergence est du Dos Rond, qu'on ne décèle pas dans la série subhorizontale sous-jacente ;
- présence de roches broyées caractérisant ce contact, des quartzites werféniens surtout, mais aussi des cargneules (si l'on accepte les conceptions de Masson, 1972), et les multiples écaillés à matériel triasique.

Ce contact, outre les V topographiques, possède des sinuosités marquant de brusques décalages verticaux. C'est le cas autour des Lanches, où ces décalages seraient causés par des failles subverticales orientées NE-SW. Au Nord de la Pointe de Friolin, on peut invoquer plutôt des tassements de versant et/ou des mouvements récents de petits diapirs gypseux.

La coupe rend compte de ces hypothèses. On notera la géométrie et la chronologie des divers accidents alpins :

- 3" : la mise en place de la Nappe des gypses et de la Vanoise sur la zone houillère viendrait en dernier, car le contact est plan, jalonné de roches broyées, et tranche les

plis N-S de l'unité de la Roche de Mio ; il serait dû à la phase 3 ; les failles qui l'accidentent pourraient être synchrones, car elles sont elles aussi jalonnées de quartzites broyés ;

- 3' : le contact entre Vanoise et Nappe des gypses serait de peu antérieur : tranché vers le bas par le charriage, il est lui aussi jalonné de quartzites broyés. Comme en figure 53, la phase 3 regrouperait plusieurs épisodes.

J'ai figuré aussi sur la coupe les Gneiss du Sapey-Peisey et les conglomérats stéphanien (Assise de Courchevel) en tenant compte de la découverte de Détraz (1984) : les Gneiss seraient des éléments d'un socle anténamurien mis en place tectoniquement sur la série houillère entre le Stéphanien A et le Permotrias. Or ici, en se rapprochant des Gneiss, dans la vallée du Nant Benin, on a des conglomérats à galets métriques. Ceci pourrait indiquer que la mise en place des Gneiss fut une juxtaposition aux séries houillères par des failles (0) à l'origine subverticales (?), avec peut-être des glissements en masse de compartiments de socle, et production de ces conglomérats proximaux, à galets énormes.

L'Assise de Courchevel serait donc un conglomérat de pied de pente, au bord d'un relief vigoureux né lors des mouvements "asturiens", à la limite Stéphanien A-Stéphanien B. Le contact 0 pourrait devoir l'essentiel de son pendage apparent à l'Est à la déformation alpine précoce (déformation interne à vergence W) ou tardive (cisaillements plans répétés). Dans cette conception, les Gneiss, ici, ne seraient qu'un élément du socle sialique présent à l'Est de la zone houillère, donc à rattacher au massif du Rutor.

Ceci est une modification à valeur locale de l'hypothèse de Détraz, qui a étudié la question 50 km au Sud. Il semblait défendre l'idée d'une phase saalienne à chevauchements de style pennique, écaillage de socle, mylonitisations, ... donc mise en place en conditions moins superficielles que celles que je propose ici, et plus tardive.

- **r_B** et **r_A** (Vanoise) : le Permien bleuté sérécitoalbitique de la vallée du Ponturin, épais de plusieurs centaines de mètres ; il serait adhérent stratigraphiquement à l'Antépermien de Bellecôte et du Mont Pourri (par l'intermédiaire des faciès **r_C**), mais on ne connaît pas son sommet (cf. IV.3.2) ;
- **r_C**, **r_V**, **r_T** (Vanoise) : le Permien de la Roche de Mio (cf. Guillot et Raoult, 1984), lui aussi adhérent stratigraphiquement à l'Antépermien de Vanoise, passe en continuité au Werfénien, et dessine avec ce dernier un train de plis réguliers depuis Champagny jusqu'au Dos Rond ; son "Permotrias" (**r_T**) est nettement plus puissant que celui de la zone houillère, et s'en différencie par de fréquentes passées de quartzites conglomératiques.

IV.4.2. Généralité des contacts de phase 3. Mécanisme envisagé.

Malgré des incertitudes de tracé dues à la couverture quaternaire, on peut avec ces critères suivre d'assez près les contacts entre unités. Le problème des limites entre unités de Vanoise est évoqué plus loin (cf. IV.5). Pour les limites entre Vanoise, zone houillère et "Nappe des gypses", on dispose d'un faisceau d'arguments permettant, par analogies avec le chevauchement de l'Aliet (IV.2.2), d'y voir des contacts tectoniques tardifs.

- **Arguments lithologiques : roches broyées, cargneules, minéralisations.** On se reportera aux figures 49B, 63, et 65, toutes trois reprenant des données de la carte (pl. h.t. 1).
- **Arguments cartographiques et structuraux.** Le tracé cartographique du bord externe de la Vanoise est subméridien et rectiligne de Champagny à La Plagne, suggérant qu'il s'agit d'un contact par une faille verticale récente (pl. h.t. 5). A partir du Mont Saint Jacques, le contact devient un chevauchement, plus sinueux mais en grand E-W jusqu'aux Lanches, où il est tronçonné par des failles subverticales (fig. 63).

L'ensemble me paraît confirmer l'idée de Goguel (1963), suivant laquelle Vanoise et zone houillère seraient séparées par un décrochement senestre N-S majeur (visible de Modane à La Plagne). Ce décrochement majeur aurait produit des chevauchements locaux vers le Nord (tel le tronçon Mont Saint Jacques-Peisey). La portée de ces chevauchements pourrait être modérée (d'ordre kilométrique ?), les accidents principaux restant des cassures subméridiennes. Ainsi, les failles NE-SW à N-S autour des Lanches seraient des répliques du décrochement principal. Elles pourraient avoir fonctionné en même temps que le chevauchement, lui conférant une allure en marches d'escalier (coupes 1 et 2, pl. h.t. 5), car elles sont comme lui jalonnées de cargneules et de Werfénien broyé.

Je crois apporter ainsi une précision importante aux idées de Goguel (1963, suivi de Raoult, 1980b, ou de Ricou, 1984) : ce jeu décrochant ne me paraît assuré que lors de la phase 3. La frontière entre Vanoise et zone houillère est sans doute un accident plus ancien, déjà marqué dans les paléogéographies successives (au Carbonifère -cf. V-, au Permien -cf. Guillot et Raoult, 1984-, et peut-être au Trias moyen et supérieur -cf. IV.5-). Mais les broyages associés aux derniers mouvements de cet accident (au Miocène ?) devraient rendre difficile l'estimation des rejeux alpins antérieurs.

Une question doit être soulevée, à la lecture du schéma structural (pl. h.t. 1). Il paraît raisonnable de considérer comme tectonique (et encore de phase 3) le contact plat entre la série houillère (notée ZH) et les gypses et cargneules de La Plagne (NG), car ce contact est jalonné des mêmes roches broyées que les précédents. Or ce chevauchement semble se raccorder horizontalement en continuité au chevauchement séparant Vanoise (unités notées RdM, FI, et MP) et zone houillère (notée ZH). Entre le Mont Saint Jacques et le Dos Rond, ce chevauchement commun, unique, tronquerait alors par le bas le contact vertical rectiligne dessiné plus au Sud entre la Vanoise (unité notée RdM) et les gypses et cargneules de La Plagne (unité notée NG). En effet, autour du Dos Rond, malgré le broyage à son toit, le Werfénien de la zone houillère paraît continu.

Pour interpréter ce point-triple tectonique, il convient de s'interroger sur l'origine des éléments de couverture carbonatée triasique qui jalonnent ici les trois contacts.

IV.4.3. Hypothèses sur le Trias (Nappe des gypses, et écaillés à matériel triasique).

Sur le schéma structural (pl. h.t. 1) et dans les coupes proposés (11 à 14, et BB, en pl. h.t. 5), je dessine une limite tectonique entre deux masses à matériel triasique. Je veux ainsi rendre compte des différences entre leurs lithostratigraphies et leurs situations tectoniques, différences qui peuvent inciter à faire des gypses de La Plagne du matériel exotique, mais qu'on peut aussi considérer comme des héritages de la paléogéographie triasique de ce secteur de la zone houillère.

Trias séparant la Vanoise de la zone houillère. Entre le Dos Rond et Peisey, sous les unités de Vanoise, le matériel écaillé qui surmonte le Houiller et les Gneiss du Sapey-Peisey pourrait être du Trias autochtone ou parautochtone. En effet cette bande d'écaillés comporte souvent à sa base du Permotrias surmonté de Werfénien (Les Pierres Blanches ; alentours des Lanches). Au-dessus on trouve du gypse et des cargneules semblant emballer des paquets de Trias carbonaté. Le plus simple, du fait de cette superposition respectant l'ordre stratigraphique (Permotrias, puis Werfénien, puis Trias carbonaté), est donc de voir dans cet ensemble une couverture en grand en place, mais dont les termes carbonatés auraient été dilacérés.

Il n'y aurait que du Trias. Comme Ellenberger (1958), Raoult (comm. orale), et moi-même, Jaillard et Debemas (comm. écrites) ont vainement cherché des témoins de matériel briançonnais plus récent (Malm, ou Crétacé supérieur-Paléocène). Au Nord des Lanches, Ellenberger a signalé un gîte fossilifère donnant un âge virglorien (1958, p. 426 ; mais nous n'avons pu le retrouver). Seule nouveauté récente, Jaillard (comm. écrite) pense avoir découvert dans le Grand Bois un minuscule témoin de Schistes lustrés (ne pourrait-il s'agir d'un bloc morainique enchâssé dans les cargneules quaternaires qui recouvrent cette pente ? ou d'un bloc glissé issu du Permien calcareux r_C qui doit exister un peu plus haut ?).

Une datation du gypse par les rapports isotopiques du soufre serait ici utile, à l'instar de ce qui a été tenté par Schade (1983a). Il a pu ainsi rapporter au Werfénien des gypses du front externe de la zone briançonnaise, et suggérer leur autochtonie.

Gypses et cargneules de La Plagne.

1) arguments en faveur d'une origine exotique. Sur le terrain que j'ai cartographié, divers arguments peuvent être invoqués pour faire des gypses et cargneules de La Plagne du matériel allochtone. Ils sont tous critiquables, mais leur conjonction rend cette hypothèse d'allochtonie la moins improbable pour l'instant. Je m'y suis donc tenu dans mes coupes.

a) Contexte tectonique. Les gypses de La Plagne forment une semelle basale pour les Schistes lustrés à ophiolites du Mont Jovet, certainement allochtones et, ailleurs dans les Alpes, très souvent munis d'une telle semelle gypsifère (notamment les Schistes lustrés du Chardonnet, figurés en coupe BB - pl. h.t. 5).

b) Epaisseurs. A la latitude du Mont Saint Jacques (zone houillère) et du Dos Rond (Vanoise), Ellenberger avait décrit (1958, p. 424) la disposition des cargneules : elles empliraient une large "cuvette synclinale" au Sud, pour passer au Nord d'un seul coup à une "étroite cicatrice" entre Vanoise et zone houillère. Cette saute d'épaisseur, apparente en carte, témoignerait par sa brutalité de l'origine autre, et donc de l'allochtonie des cargneules de La Plagne.

c) Matériel inclus dans les gypses. Aucun témoin d'ophiolites ou de Schistes lustrés n'est connu entre Vanoise et zone houillère, alors qu'on en rencontre souvent dans les gypses de La Plagne, et notamment au Col de la Grande Forcle.

d) Aspect du contact à la base des gypses et cargneules. Les gypses et cargneules qui ceignent les Schistes lustrés du Mont Jovet sont en contact mécanique avec leur substratum (voir IV.4.2, ci-dessus). C'est le cas dans le terrain considéré (fig. 66) mais également au Nord-Ouest et au Sud du Mont Jovet (Fabre, 1961, p. 122).

On aurait donc, accolées par un hasard tectonique, deux masses de gypses et de cargneules étrangères, l'une subautochtone entre Vanoise et zone houillère, l'autre d'origine exotique, nommée donc Nappe des gypses.

2) objections, modèle autochtoniste. Aucun des arguments présentés ne prouve absolument le caractère exotique. On pourrait supposer que tous les gypses et cargneules sont allochtones. Ou bien, en faveur de l'autochtonie de ces gypses, on peut faire les objections suivantes aux arguments émis :

a) Cet argument d'"habitude" n'est pas décisif.

b) Il n'y a aucune différence de faciès entre les cargneules épaisses de La Plagne et leurs voisines.

c) Si les gypses ont bien eu le comportement de lubrifiant tectonique qu'on leur prête volontiers, la présence d'ophiolites peut résulter aussi d'un mélange tectonique tardif, voire de remaniements superficiels d'âge quaternaire.

d) Le contact mécanique au mur des gypses n'est pas obligatoirement majeur (entre Trias inférieur siliceux, en-dessous, et Trias moyen ou supérieur gypsifère ou carbonaté, au-dessus), au contraire du contact, au toit des gypses, avec les ophiolites et les Schistes lustrés.

Il est commode, mais peu rigoureux, de rattacher à la "Nappe des gypses" chaque bande de cargneules et de gypses jalonnant les contacts entre les diverses zones alpines, en considérant ce matériel comme allochtone, d'origine dite exotique, plus interne mais inconnue. Comme celui de Schade (1983a) cité ci-dessus, des travaux récents ont remis en question cette habitude. De Graciansky et al. (1986) ont tenté d'expliquer un de ces dispositifs par une halocinèse précoce. La bande gypseuse du front de la zone subbriançonnaise serait la trace d'une ligne de diapirs ayant fonctionné durant la sédimentation mésozoïque, ligne elle-même héritée du remplissage salifère d'un graben triasique sous-jacent. Le gypse ne serait guère exotique. Un essai de généralisation de ce modèle à la plupart des alignements gypsifères des Alpes a été fait par Mascle et al. (1986), qui ont d'ailleurs omis d'y insérer la bande gypseuse considérée ici, notée **NG** et visible au bord ouest du schéma structural (pl. h.t. 1).

Le modèle de Mascle et al. (1986) peut être envisagé ici. De même qu'entre Vanoise et zone houillère du Mont Saint Jacques à Peisey, la présence sous les gypses (s.l.) d'une couverture permowerfénienne, broyée mais autochtone, peut inciter à voir là une série triasique en grand normale. La surépaisseur locale de gypses serait héritée de la paléogéographie triasique. Le graben triasique correspondant aurait été installé à l'aplomb de la limite orientale de la zone houillère, comme l'indiquerait la distribution actuelle des gypses (**NG** sur le schéma structural, en pl. h.t. 1). En faveur de cette hypothèse, je n'ai cependant pas le moindre espoir de début de preuve à partir de mes levés de terrain. Un examen minutieux des divers gypses et cargneules reste à faire.

3) **conclusion.** En restant conscient de ces incertitudes, sur la patrie des divers gypses et cargneules, il faut néanmoins proposer une explication au point triple tectonique du Mont Saint Jacques. On peut supposer que la phase 3 a connu plusieurs épisodes alternativement décrochants et chevauchants. Comme je le figure en coupe BB (pl. h.t. 5), le contact vertical **RdM-NG** aurait été tronçonné par un dernier mouvement cisailant, et serait le témoin d'un décrochement plus profond aujourd'hui masqué. Plutôt que la nécessité de subdiviser ma phase 3 en sous-épisodes, je verrais volontiers dans ce dispositif l'illustration d'une association génétique entre chevauchements et décrochements. Comme autour des Lanches (fig. 63), tous ces accidents verticaux et horizontaux sont jalonnés de brèches similaires, ce qui permet de supposer leur association, leur fonctionnement en relais, dans le cadre d'une déformation progressive.

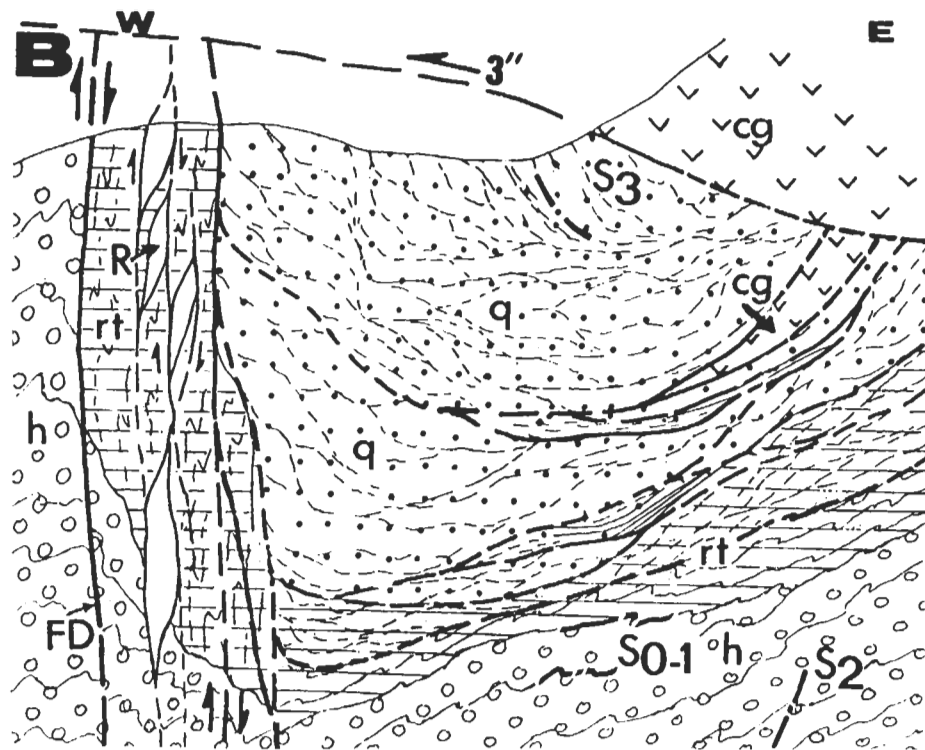
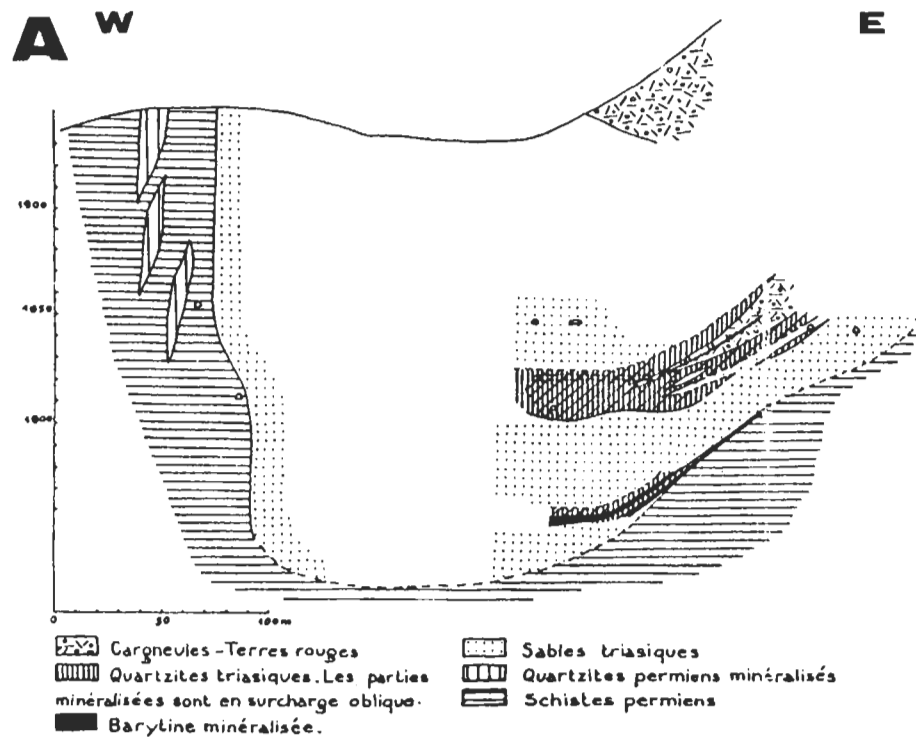


Fig. 66.- Les mines de plomb argentifère de La Plagne. A : Coupe de Rogel (1961, fig. 7). B : Réinterprétation du dessin de Rogel.

A.- Pour Rogel, les "Sables triasiques" seraient un sédiment non consolidé d'âge triasique, à intercalations lenticulaires de minéral et de "Terres rouges" (carbonates ressemblant aux cargneules?). L'ensemble serait ployé en synclinal.

En décrivant ces "Sables", Rogel a précisé toutefois qu'ils sont "esquilleux", ou "phylliteux" (p. 46 et 47 de son mémoire, par exemple), ce que j'ai pu vérifier dans les affleurements. On a un gravier, à grains anguleux centimétriques, dans une matrice pulvérulente quartzophylliteuse, plus ou moins carbonatée (bandes rousses). Pour moi, il s'agit seulement de quartzites werféniens broyés et mélangés à des cargneules, et le litage décrit par Rogel est d'origine tectonique. Je ne fais que me ranger à l'avis de Fabre (1961, p. 122), ou d'Ellenberger (1958, p. 386) qui voyait dans ces roches broyées l'effet de mouvements très tardifs, "post-cristallins", par éclatement des quartzites. Ce dernier auteur a noté de plus la très fréquente association des cargneules à de telles formations broyées.

B.- Légende.- h : conglomérats, grès, et schistes, du Stéphanien - rt : schistes sériciteux du Permien - q : quartzites du Werfénien broyés - cg : cargneules - S₀₋₁ : litage stratigraphique, et foliation alpine de phase 1, subhorizontaux - S₂ : schistosité alpine de phase 2, pentée W - traits épais : contacts anormaux

probables de phase 3, dont de nombreux décollements subparallèles au litage, et - 3'' : chevauchement (plus tardif ?) de la masse cg supérieure, et - FD : réseau de failles subverticales (et décrochantes ?) - R : fentes de tension (riedels ?) minéralisées (d'après Rogel) - traits tirés fins, et S₃ : pseudo-litage des quartzites broyés, en fait litage tectonique de phase 3, penté E (visible en surface), ou W (en profondeur d'après Rogel).

La phase 3 pourrait être subdivisée en plusieurs épisodes : décollements selon S₀₋₁, puis jeu de failles verticales (FD), puis chevauchement (3'') des cargneules supérieures. Mais on pourrait aussi, à partir de la coupe dessinée par Rogel, imaginer une déformation progressive, avec un lien génétique entre décollements, chevauchements (3''), et failles ou décrochements (FD). Dans les deux cas, il reste que les divers accidents ont un air de parenté, étant tous jalonnés de quartzites broyés, de cargneules, et de minéralisations.

Malgré ce broyage intense, on notera la conservation en grand de l'empilement stratigraphique normal (Houiller, Permien, Werfénien, Trias carbonaté). Les séricitoschistes rt semblent avoir tenu lieu de couche lubrifiante, l'essentiel du broyage étant supporté par les quartzites. De même les cargneules (et les gypses voisins), en contact mécanique et sécant (3'') avec les niveaux sous-jacents, sont en quelque sorte à leur place, et pourraient de ce fait être parautochtones plutôt qu'exotiques.

IV.4.4. Applications possibles à la prospection minière.

Les mines de plomb argentifère de La Plagne et des Lanches ont été implantées dans le Werfénien broyé entre les cargneules et le Permotrias, généralement encore adhérent stratigraphiquement (et discordant) sur le substratum de Gneiss du Sapey-Peisey ou de conglomérats de l'Assise de Courchevel. Puisque la phase 3 est marquée en Vanoise par des minéralisations (fig. 11, faciès m), il me semble que les concentrations qui ont été exploitées ici pourraient elles aussi résulter de cette phase 3.

En ce cas, pour une éventuelle prospection, il faudrait à mon avis chercher d'abord aux intersections du niveau porteur (le Permotrias, ou la base du Werfénien, d'après Rogel, 1961) avec les systèmes de failles verticales décrochantes (?) évoquées précédemment. En effet c'est à leur intersection avec le charriage qu'on peut s'attendre à trouver les concentrations les plus intéressantes, car ce seraient les sites les plus favorables aux gros débits de fluides minéralisateurs. Des observations sur la position des deux gisements déjà connus viennent appuyer cette idée.

En surface, à l'aplomb de la mine de La Plagne, des "dolines" artificielles sont visibles dans le Werfénien broyé, qui ont été engendrées par l'effondrement des galeries sous-jacentes (d'après Rogel, 1961 ; actuellement ce site sert de carrière pour les empièvements de routes et de pistes sur le gypse voisin). En surface, les quartzites broyés ont un litage grossier, à pendage fort à l'Est (fig. 66), sous forme de bandes rousses carbonatées. On peut interpréter ce litage comme le résultat du broyage des quartzites dans un essaim de failles N-S. Un autre indice du passage d'un réseau de cassures (décrochantes ?) N-S syn ou anté-charriage (car cachetées par la masse cargneulique surincombante) est le fait, déjà noté par Rogel (1961), que la succession lithologique sous la Nappe des gypses est très différente d'un bord à l'autre du vallon de La Plagne. En rive droite (E), le Permotrias et le Werfénien sont présents au-dessus de l'Assise de Courchevel (h₅, en pl. h.t. 1). En rive gauche (W), les cargneules reposent directement sur le Carbonifère, lui-même à faciès moins grossiers que précédemment (Stéphanien A au lieu de Stéphanien B-C ?).

Près des Lanches, j'ai figuré une faille verticale entre les cargneules et les Gneiss du Sapey-Peisey (fig. 63 et 65). Cette faille passerait à 50 m de l'entrée des anciennes mines (j'ignore l'orientation de leurs galeries ; Rogel ne la donne pas, pas plus que pour les mines de la Plagne ; je la suppose N-S).

Ces interprétations s'opposent à celle de Rogel (1961). Cet auteur faisait de ces deux gisements des concentrations sédimentaires d'âge triasique au sein d'un sable non consolidé, sable qui n'aurait pas été lithifié ni compacté (par la diagenèse, ou par les événements alpins). Comme Moret (1948) qui a décrit ce phénomène autour du Mont Pourri, je pense que ces "sables" sont en fait les produits d'un broyage des quartzites werféniens, broyage d'âge alpin, pour moi tardif, post-métamorphique, et accompagné d'importantes circulations de fluides (dont ceux responsables de la cargneulisation ?).

Cette interprétation des "sables" comme une brèche était celle de Fabre (1961, p. 122), lorsqu'il évoquait les quartzites triasiques mylonitisés qui entourent la klippe du Mont Jovet. Ellenberger (1958, p. 386), a rappelé la large extension de ce type de roches broyées dans les Alpes ("kakirites"), et en particulier en Vanoise, au voisinage des masses de cargneules (je pense que les "cargneules" grises poudreuses du Plan Séry, que j'évoque au IV.2.2 dans la remarque intitulée **Agès des cargneules**, sont une telle brèche engendrée aux dépens de calcaires et dolomies triasiques autochtones). Ellenberger (ibid.) suggérait même la genèse de ces brèches par éclatement.

Cette conception d'Ellenberger semble avoir été reprise et précisée par Masson (1972) pour expliquer la genèse des cargneules elles-mêmes par bréchification hydraulique. Il faudrait sans doute faire une cartographie conjointe de ces phénomènes de broyages post-métamorphiques et des masses de cargneules. Par exemple, Caby a signalé de telles brèches dans le Val d'Aoste, avec des faciès riches en oxydes de fer (1974, p. 42 : broyage tardif, avec minéralisation filonienne ferrière carbonatée, comme dans le faciès m de ma fig. 11).

Les minéralisations de La Plagne et des Lanches seraient issues des fluides qui ont permis le broyage hydraulique. Concernant la mine de La Plagne, la coupe (E-W ?) fournie par Rogel mérite d'être réinterprétée dans cette optique (fig. 66). Les traces d'écoulement, analogues à des slumps, que cet auteur a décrits dans une couche barytique (1961, p. 33 et fig. 14) pourraient témoigner de l'état quasi-liquide du matériel lors de la bréchification.

IV.4.5. Signification des Gneiss du Sapey-Peisey.

Ce problème difficile a déjà été longuement évoqué par d'autres. Il n'est pas question ici, faute d'affleurements continus, d'assurer les hypothèses ci-après. On se référera au § I.3 pour un exposé du problème, et des solutions variées qui lui ont été données de 1958 à 1984. Le modèle que je propose (coupe de la fig. 65), modifiant légèrement celui de Détraz (1984), me semble plus adéquat aux faits que j'ai relevés, mais surtout à ce qu'on connaît du contexte paléogéographique et paléogéodynamique des bassins houillers des Alpes.

Autour de Peisey, donc en cette deuxième localité-type des Gneiss (si l'on se fie à leur intitulé, dû à Ellenberger), les affleurements de ce matériel énigmatique sont très morcelés, et je n'ai pas observé leurs rapports avec le Carbonifère. Raoult (comm. pers.) m'a montré des faciès à biotites centimétriques ($X = 945,3$; $Y = 2068,9$; $Z = 1650$, route des Bauges), et j'admets après Détraz (1984) qu'il s'agit bien d'éléments d'un socle anténamurien, juxtaposés tectoniquement à la série houillère. J'admets aussi que l'essentiel de cette tectonique s'est fait avant le dépôt du Permotrias. Mais un aspect des reconstitutions paléotectoniques de Détraz est discutable. Il figure une mise en place des Gneiss sur la série houillère par d'importants chevauchements à vergence W, et pense que ces chevauchements auraient produit des mylonites. Pour

lui, il s'agirait presque de chevauchements de style himalayen. Or, si les effets d'une phase tectonique "asturienne" sont généralement admis dans les Alpes à la fin du Stéphanien A, rien n'indique en zone houillère des manifestations aussi cataclysmiques.

Je proposerais plutôt un régime tectonique globalement distensif, produisant une surrection brutale d'un compartiment de socle à l'Est de la zone houillère et/ou une accélération temporaire de la subsidence du graben houiller, avec peut-être à la suite une légère compression asturienne.

Comme j'ai tenté de le figurer (fig. 5, d'après Ellenberger, 1966), les Gneiss semblent occuper le même niveau stratigraphique que les conglomérats de l'Assise de Courchevel (datée du Stéphanien B-C ; Fabre, 1961). Cette Assise de Courchevel pourrait n'être qu'un conglomérat de démantèlement des reliefs de socle ainsi créés. Je tire cette idée de l'observation de ces conglomérats : généralement à galets décimétriques arrondis de roches sialiques variées (dont des faciès œillés analogues aux Gneiss), ils contiennent des passées à blocs métriques, dans la vallée du Nant Benin, au verrou du Tovet. On est là dans l'affleurement le plus proche des Gneiss du Grand Bois.

Pour rendre compte enfin de la position des Gneiss au sommet apparent de la série houillère, on peut invoquer, sans faire appel à des chevauchements dûs à une tectonique compressive asturienne, au moins quatre explications, la dernière étant pour l'instant la plus opportune dans le secteur de Peisey.

- C'est la déformation alpine qui a porté les Gneiss au-dessus des assises houillères.
- Des compartiments du socle exhaussé se seraient effondrés, en un grand glissement de terrain, sur les assises houillères, et cela avant le dépôt du Permotrias.
- Selon une communication orale récente de D. Mercier (Ecole des Mines, Fontainebleau), l'Assise de Courchevel pourrait englober des conglomérats d'âges plus anciens que dans l'hypothèse de Fabre (1961), l'âge de cette Assise allant en fait du Namurien jusqu'au Stéphanien supérieur. Alors rien n'empêcherait de faire des Gneiss le socle bordier du graben houiller, et de l'Assise de Courchevel un conglomérat bordier interstratifié dans le Houiller, l'ensemble étant aplani et transgressé seulement au Permotrias.
- Les Gneiss ne sont pas au-dessus de la série houillère, mais à côté. Rien en effet dans les données cartographiques clairsemées de ce secteur n'indique comment assurer une superposition (hypothèse sans doute plus pertinente près de Modane et dans le massif de Péclet-Polset), problème que la probable présence de failles décrochantes de phase 3 n'est pas faite pour simplifier.

Je n'ai voulu que passer en revue diverses possibilités, qui ne s'excluent pas mutuellement. On pourra choisir lorsqu'on disposera d'idées plus précises sur la structure de la zone houillère (travaux en cours de D. Mercier, Fontainebleau, Ecole des Mines, et de J. Fabre).

IV.5. SCHEMA STRUCTURAL.

IV.5.1. Objets de la discussion.

Le schéma structural joint à la carte (pl. h. t. 1) permet de situer le secteur étudié en Vanoise septentrionale. En tentant de prolonger mes coupes interprétatives (pl. h.t. 5) à ce domaine élargi, je suis conduit à quelques propositions nouvelles pour sa structure profonde. L'essentiel de mes propositions concerne la Vanoise septentrionale. Quelques idées intéressantes, sinon la zone houillère, du moins ses rapports avec la Vanoise, les Schistes lustrés, et la Nappe des gypses, ont été exposées ci-dessus (§ IV.4).

Je ne peux développer ici tous les arguments de détail, microtectoniques en particulier, qui permettraient de se faire une idée de la nature et (quand ils sont tectoniques) de l'âge des principaux contacts. Ce travail, que j'ai commencé (IV.2 à IV.4), reste à faire en Vanoise septentrionale. Les hypothèses ci-après découlent de mes constatations lithostratigraphiques et cartographiques (un scénario tectonométamorphique contraignant resterait en partie arbitraire faute de données suffisamment nombreuses). Je tente une synthèse de divers travaux, souvent non publiés (cf. l'encadré "Documents consultés", pl. h.t. 1). Pour établir le schéma structural, j'ai utilisé au maximum les cartes ou minutes à ma disposition en tentant de ne pas en trahir l'esprit mais en prenant pour acquis des résultats que leurs auteurs ne donnaient qu'à titre d'hypothèses, lorsque mes propres observations pouvaient les corroborer.

IV.5.2. Points me paraissant assurés.

Ils sont numérotés pour être appelés ensuite lors de leur discussion (IV.5.3). Je n'emploie plus le conditionnel pour alléger l'exposé. Les noms d'unités ont été définis en figure 49. Ces considérations s'appuient sur le schéma structural (pl. h.t. 1) et les coupes (pl. h.t. 5).

1] - L'unité de la Roche de Mio comporte un Werfénien et un Permien épais au-dessus de Schistes Noirs antépermieniens. Ces trois membres se suivent en continuité cartographique sur tout le pourtour ouest puis sud de la Vanoise septentrionale, domaines que je rattache donc à cette même unité. Au Sud et Sud-Est, du Doron de Pralognan à l'Epéna, le Werfénien est bordé par la série carbonatée mésozoïque qui en représente la suite stratigraphique normale, sans décollement significatif de cette couverture carbonatée. En témoigne notamment, au Sud-Est du schéma structural dans le massif de l'Epéna, la présence de Malm (noté j en pl. h.t. 1) tranchant en discordance Trias carbonaté (t) et Werfénien (d'après Broudoux, 1985).

2] - Cette série briançonnaise complète (et typique selon Ellenberger, 1958) dessine un arc à concavité au Nord-Est. Il convient d'envisager ses rapports avec les unités sises à l'intérieur de l'arc, nommées ici unités de Bellecôte.

- Constituant la branche NW de l'arc, l'unité de la Roche de Mio chevauche vers l'Est les unités de Bellecôte, Flanc Inverse et métamylonites de phase 1 inclus. D'après sa vergence et l'orientation des structures associées, ce chevauchement est de phase 2. Près du col de la Chiaupe, une partie de son tracé est jalonnée de cargneules (voir pl. h.t. 4), liées aux calcaires et dolomies triasiques sous-jacents, et je l'ai prolongé au Nord en rive gauche du Nant Benin suivant la limite entre le Permien de la Roche de Mio et celui du Flanc Inverse.
- Au bord sud du schéma structural (de la Pointe de Méribel à l'Epéna), la branche SE de l'arc est en contact tectonique avec les unités de Bellecôte par l'intermédiaire d'un synclinal de nappes à cœur de "Lias de la Grande Motte" (noté L), de Trias (t), et aussi de Malm - Crétacé supérieur - Paléocène (je, au S de la Sauvire). Ce contact, comme la mise en place de ces probables lambeaux de la Nappe de la Grande Motte, sont selon Raoult de phase 1 (comm. pers. ; la série Schistes de Pralognan - Marbres Chloriteux - Malm, notée je, est renversée sur le Trias et l'Antépermien. Les contacts sont parallèles à la foliation S_1 et repris par S_2).
- Entre ces deux tronçons, à limite certainement tectonique avec les unités de Bellecôte, le contact se perd à la traversée de la vallée de Champagny (hiatus entre les deux "?" sur le schéma structural, de la Chiserette à la Sauvire). Soit le contact existe mais n'a pas été décelé, entre des assises trop ressemblantes et de stratigraphie mal connue (Schistes Noirs contre Schistes Noirs). Soit il n'existe plus et il faut donc rattacher l'ensemble de l'arc au Flanc Normal. Je ne peux démontrer aucune des deux hypothèses. Raoult a développé les implications de la première (1980b). J'ai essayé la seconde dans une coupe (coupe AA', pl. h.t. 5), en dessinant un raccord en profondeur entre la série de Mio et celle de Bellecôte.

3] - Le Flanc Normal, de La Sauvire (au S) au Col de la Chiaupe (au NW) et à Plan Richard (au NE), est un domaine où le Trias carbonaté mince repose directement, et en accordance tectonique, sur un substrat dans lequel le Werfénien serait totalement absent. Du Permien, seul représentant de la couverture siliceuse, apparaît sous deux formes :

- mince, sur la Sauvire et autour du col de la Chiaupe, entre Trias carbonaté et Antépermien ;

- épais (mais peut-être fortement replissé), au fond et sur les flancs de la vallée de Champagny autour de Friburge, et apparemment dépourvu de termes plus récents de couverture.

Ces différents éléments de couverture sont considérés comme autochtones et discordants sur l'Antépermien (qu'ils surmontent), d'où la désignation de ce domaine comme Flanc Normal.

4 - Venant sous ou contre les ensembles précédents, au Nord et au Nord-Est, dans la profonde échancrure de la vallée du Ponturin, le Flanc Inverse et le Mont Pourri comportent un Permien bleuté puissant et monotone. La constance des faciès, la continuité cartographique du Permien, et de son contact stratigraphique avec l'Antépermien, conduisent à raccorder Flanc Inverse et Mont Pourri (Guillot et Raoult, 1984).

L'Antépermien est épais d'au moins deux kilomètres dans le Mont Pourri, et en position en grand normale. Il est aminci tectoniquement et retourné dans le Flanc Inverse. Dans la face nord de Bellecôte, l'Antépermien du Flanc Inverse est chevauché par celui du Flanc Normal par l'intermédiaire d'une zone métamylonitique. A l'Ouest du Nant Benin, c'est le Permien surtout qui est au contact de l'unité de la Roche de Mio. Ceci est dû à la mise en place relativement tardive (phase 2) de l'unité de la Roche de Mio sur l'ensemble déjà solidaire Flanc Inverse - métamylonites - Flanc Normal (phase 1).

IV.5.3. Discussion.

1 - Dans le détail, les plis hectométriques qui affectent le Permotrias et le Werfénien de la Roche de Mio sont à peu près cylindriques, depuis le Dos Rond au Nord jusqu'à Champagny au Sud (cf. coupes 10 à 14 et BB', pl. h.t. 5). On retrouverait peut-être des structures semblables, dont un synclinal pincé à cœur de quartzites versicolores (t_{QV}), mais cette fois déversées au Sud, du Doron de Pralognan à l'Epéna (d'après des levés inédits de Mériaux, et la carte et les coupes de Broudoux, 1985). On devrait alors considérer ce train de plis (orienté primitivement NW-SE comme les plis de phase 1 à Plan Richard ?) comme antérieur à la phase 2. Celle-ci n'aurait fait que les réorienter localement, en les déversant à l'Est dans la Roche de Mio, au SSE près de l'Epéna. Je rappelle qu'ils sont tranchés à la base par charriage sur la zone houillère autour du Dos Rond, un charriage que j'attribue à la phase 3 (cf. IV.4).

2 - Si l'on admet la continuité Flanc Normal-Roche de Mio (hypothèse retenue dans mes coupes), il reste à expliquer :

- l'apparente continuité cartographique entre le Permien de La Roche de Mio et celui du Flanc Inverse. Je considère qu'il y a là le résultat fortuit d'un rapprochement tectonique, parce que ces deux unités ont des Permien différents. J'ai cherché des traces du contact entre le Permien bleuté r_B du Flanc Inverse et celui, plus varié, de la Roche de Mio. Faute de continuité entre les affleurements (voir carte, pl. h.t. 1), je n'ai pu tracer cette limite qu'approximativement, sur la foi de différences de couleur (violacé de r_V au-dessus de r_B bleuté). Sa direction cartographique permet de la considérer comme la trace d'un chevauchement, voire d'une faille inverse, de phase 2 car subparallèle à S_2 . Je n'ai pas trouvé à ce contact de mylonites ni de roches broyées, peut-être du fait de la nature schisteuse des assises en présence. Seule son attitude en grand m'incite à en faire un contact de phase 2 (cf. aussi II.3).

Raoult (1980b) avait considéré que la continuité cartographique signifiait continuité tectonique, et était alors conduit à prolonger le Flanc Inverse (de phase 1, mais remis à l'endroit par la phase 2) dans toute la Roche de Mio, et par suite jusqu'au Grand Bec et à l'Epéna : comme moi il devait alors dessiner un contact anormal majeur hypothétique au sein d'assises monotones (dans les Schistes Noirs en amont des gorges de la Pontille ... plutôt que dans les schistes sériciteux du Permien de la rive gauche du Nant Benin).

Cette discussion peut sembler très hasardeuse. Nous n'avons pas suffisamment de levers microtectoniques, ni de sûreté dans nos caractérisations lithostratigraphiques, pour choisir une des deux hypothèses, ou même pour en exclure de plus byzantines.

- la variation considérable d'épaisseur de la couverture, avec disparition du Werfénien et réduction ou disparition du Permien, entre Roche de Mio et Flanc Normal, deux domaines supposés à l'origine proches. Une tentative d'explication est donnée ci-après.

3] - Vis-à-vis des unités voisines (Roche de Mio, Flanc Inverse, Vallaisonnay), le Flanc Normal se distingue par de minces placages triasiques, mais comporterait aussi une profonde synforme complexe à cœur permien autour de Friburge.

Première objection.- Il peut sembler curieux que ce seul secteur soit exempt de Werfénien et de tout ou partie du Permien, et c'était l'idée, sans doute, d'Ellenberger qui faisait de cette pellicule carbonatée un lambeau allochtone traîné sous les nappes. Sans vouloir discuter ici certaines contradictions dans les hypothèses d'Ellenberger (voir à ce sujet Raoult, 1980a,b), il me paraît difficile d'admettre que des charriages aient aussi bien reconstitué une stratigraphie globalement normale.

L'hypothèse d'autochtonie faite dans ce mémoire résulte du raisonnement suivant :

a) ces lambeaux carbonatés étaient déjà en place sur le Flanc Normal à l'issue de la phase 1, puisqu'ils ont été plissés en style isoclinal avec lui ; b) il n'y a pas eu de phase majeure avec charriages avant cette phase 1. Pour appuyer l'idée qu'on a bien là une couverture, je citerai :

- la présence de Permien **entre** Trias et Antépermien, autour du col de la Chiaupe, sur une surface totale de plusieurs hectares. J'imagine mal comment un hasard tectonique aurait pu reconstituer aussi bien la stratigraphie, en apportant un placage de conglomérats permien à éléments schisteux noirs, puis un second placage de calcaires avec une intercalation métrique de grès peu déformé (cf. fig. 31 et 32). Un semblable avatar tectonostratigraphique aurait été engendré aussi dans la Sauvire, à plusieurs kilomètres de distance ;
- l'absence dans les contacts d'éléments étrangers, tels des témoins de Schistes lustrés, une des nappes sous lesquelles, selon Ellenberger, ces lambeaux triasiques auraient été entraînés.

En faisant l'hypothèse d'autochtonie du Trias, on doit supposer qu'il est discordant. La distribution des termes sous-jacents à cette discordance pourrait donner l'allure de structures antéalpines affectant l'Antépermien (voir ci-après, § IV.5.4).

Seconde objection.- Le Permien de Friburge avait été vu par Ellenberger en boutonnière sous l'Antépermien retourné (fig. 7A). Mes résultats et hypothèses sur la série antépermienne permettent de voir plutôt là du Permien à l'endroit, en synclinal (fig. 7B). Au sein du Permien seul, on n'avait auparavant guère de preuves de polarité. Cette absence de preuves a été admise par Peruccio-Parison (1984, p. 90), qui a choisi cependant de voir ce Permien à l'endroit, en synclinal.

Je pense que l'aspect le plus surprenant de ce Permien est son épaisseur considérable par rapport à celle du Permien visible presque tout autour (au moins 200 m au cœur du synclinal, contre 10 m au S et au NW, 0 m au NE et à l'E). Toutefois l'ampleur des éventuels rapprochements alpins, comme l'épaisseur initiale du Permien sont difficiles à évaluer. De plus la base du Permien comporte d'épais quartzites conglomératiques, qui pourraient témoigner de la proximité de reliefs émergés (alimentation par coulées de débris ?). Il me paraît raisonnable, pour des sédiments réputés continentaux, d'admettre qu'on avait là un graben (allongé EW ?), ou une simple vallée creusée dans les Schistes Noirs (torrent ou oued, avec aval vers l'W, vers le bassin de la Roche de Mio et le grand fossé houiller ?).

4 - On peut trouver surprenant le fait d'admettre entre Flanc Inverse et Mont Pourri l'identité des Permien à cause de leur continuité cartographique, alors qu'on la refuse entre Roche de Mio et Flanc Inverse (cf. discussion du 2). A nouveau, les

affleurements étant trop clairsemés, il est difficile de prouver le bien-fondé de mon hypothèse. Mais je peux invoquer cette fois l'identité apparente des faciès, entre le Permien du Flanc Inverse et le Permien du Mont Pourri. Peut-être existait-il un paléoaccident permien entre les futurs Flanc Inverse et Mont Pourri (cf. IV.5.4.b), mais il ne semble pas y avoir de séparation alpine.

IV.5.4. Structures antéalpines.

Dans ce qui suit, l'autochtonie du Trias carbonaté de Bellecôte est admise, ainsi que la liaison Flanc Normal - Roche de Mio, et celle entre Flanc Inverse et Mont Pourri. Ces trois postulats mènent en effet à une reconstitution qui me paraît défendable, car assurant une certaine continuité entre la période des dépôts continentaux (Carbonifère supérieur et Permien) et celle des dépôts marins (à partir du Scythien ? du Virglorien ?), où la même tectonique globale en distension fini-hercynienne aurait prévalu. Mais la même reconstitution révélerait, cette fois avant le Permien et n'ayant affecté que le substratum antépermien, une tectonique compressive plus ancienne (hercynienne ?). Sa mise en évidence ne serait possible, en l'état des connaissances, que dans le Flanc Normal.

IV.5.4.a. Paléostructures au sein du Flanc Normal.

J'ai déjà évoqué la question au sujet des secteurs de la Pointe des Chardes (cf. II.2) et du col de la Chiaupe (cf. II.3). La nécessité de structures antépermiennes résultait dans ce dernier cas de l'attitude fortement redressée de la série antépermienne sous une couverture discordante faiblement inclinée. Autour de la Pointe des Chardes, on pouvait rendre compte de l'essentiel des variations paléogéographiques par des failles ayant fonctionné au moins au Permien, mais peut-être aussi avant.

Pour le secteur de Plan Richard (cf. II.1), on peut également se poser la question : admettant que la figure 12B montre bien une discordance sur une petite distance (50 m) sous le point 2796, on peut calculer pour la discordance un angle d'environ 10°, en remarquant qu'épais de moins de 2 m sous les chapeaux triasiques du Pas de Genêt, les Schistes Noirs totalisent 100 m environ d'épaisseur à un kilomètre au NE (10° au moins, car il n'y a plus trace de Trias dans le synclinal du Val de Genêt ; pl. h.t. 2).

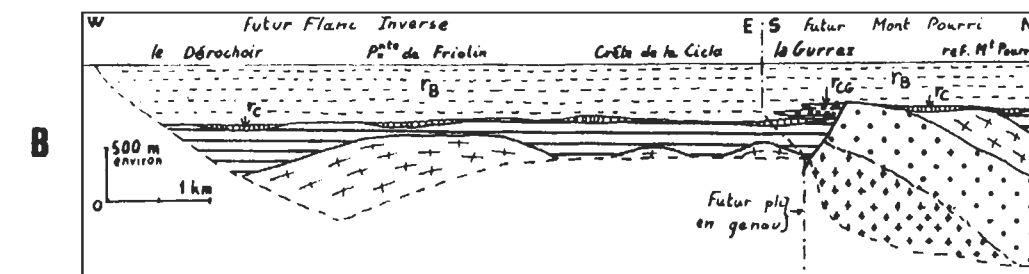
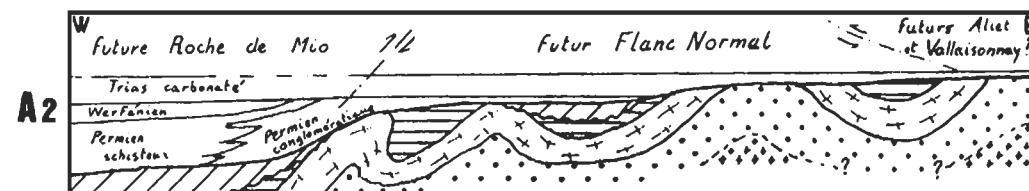
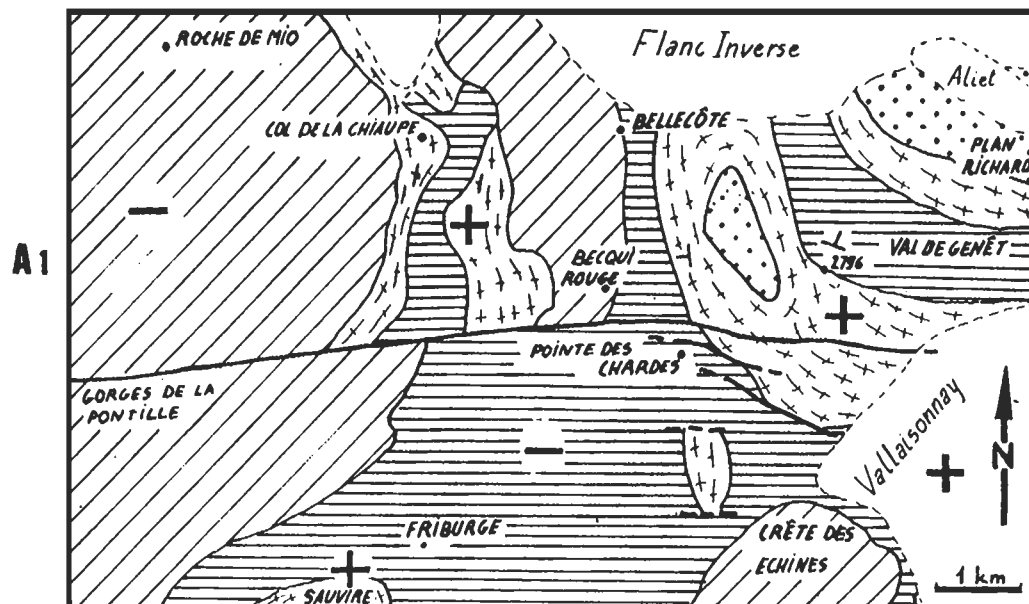
On est conduit à une carte des assises sous le mur des diverses couvertures (fig. 67A). Le Flanc Normal de Bellecôte apparaît comme une zone exhaussée au Permien par rapport aux secteurs voisins (Roche de Mio, Flanc Inverse), où les Schistes Noirs sont généralement plus épais. Ce dispositif (en horsts et grabens ?) d'âge permien n'aurait rien d'exceptionnel par rapport à ce qu'on connaît dans les régions voisines.

Fig. 67.- Reconstitutions palinspastiques dans Bellecôte. A : Flanc Normal: A1 : carte au début du Permien - A2 : coupe au début du Trias moyen. B : coupe du Flanc Inverse et du Mont Pourri au début du Permien.

Figurés (mêmes groupements d'assises qu'en fig. 33) : petites croix : socle - points : partie inférieure de la série - grandes croix : masse magmatique médiane - hachures horizontales : base des Schistes Noirs (s_N , s_G) - hachures obliques : sommet des Schistes Noirs (assises s_R , s , et A : voir II.3 ; la crête des Echines, sur la carte A1, est le lieu d'affleurement de "grauwackes", analogues à l'assise A, décrites par Peruccio-Parison en 1984) - tiretés (en B) : Permien bleuté du Ponturin (r_C , r_{CG} , r_B) - $+$: zone exempte de Werfénien et de tout ou partie du Permien, en relief (horst ?) au Permien et au Trias inférieur - $==$: zone à Permien et/ou Werfénien épais (graben ?) - traits épais : failles permieniennes (cf. II.2) - blanc : secteur non visible, ou actuellement disjoint tectoniquement de l'unité considérée. Les futures unités alpines sont localisées, comme les lieux-dits actuels (voir le schéma structural en pl. h.t. 1, et pour 2796, en A1, voir fig. 12B). Le pli en genou (B) est la flexure visible sous l'Aliet dans le Permien, à la limite Flanc Inverse - Mont Pourri.

Le dépliage n'est qu'approximatif, et ne tient pas compte de la déformation interne alpine de chaque unité. Ces reconstitutions utilisent, en les généralisant généreusement, les hypothèses suivantes : autochtonie de la mince couverture triasique carbonatée du Flanc Normal (cf. chap. II, et schéma structural en pl. h.t. 1) - généralité de la discordance basale de la couverture permotriasique (Guillot et Raoult, 1984) - existence d'une discordance interne dans l'Antépermien, au sein des Schistes Noirs (cf. II.3.5).

Ces schémas sont très approximatifs. Les directions axiales NW-SE suggérées par la carte A1 doivent être prises pour de simples possibilités. Découvrir ainsi un substratum antépermien nettement plissé n'est surprenant que si on dénie à ce substratum la possibilité d'être d'âge anténamurien. Mais des arguments indépendants de cette reconstitution palinspastique, d'ordre sédimentologique et géochimique, s'accordent avec l'hypothèse d'une série totalement étrangère au Permo-Houiller, et plus ancienne (voir V.1).



Probablement plus anciennes, et révélées par la discordance angulaire à la base du Permien ou du Trias, les paléostructures antépermiennes trouvées au sein du Flanc Normal pourraient être des plis. Il semble nécessaire de dessiner au moins trois synformes ou antiformes kilométriques, d'axe NW-SE (?), dans le domaine du futur Flanc Normal (fig. 67A). Dans l'arc (actuel) Roche de Mio-Grand Bec-Epéna, aucune paléostructure n'est évidente, faute peut-être d'une connaissance suffisamment précise de la lithostratigraphie des Schistes Noirs.

IV.5.4.b. Paléostructures dans le Flanc Inverse et le Mont Pourri.

Le problème se pose le mieux avec une simple coupe (fig. 67B), car les affleurements utiles sont disposés en une bande quasi continue. Il semble y avoir eu après le plissement éventuel, ici difficilement perceptible, de la série antépermienne, un jeu de failles au Permien, à peu près à la limite actuelle entre les deux sous-unités (FI, et MP). Il est tentant d'intégrer à ce schéma la présence des conglomérats permien de la Gurraz (notés r_G en pl. h.t. 1), en considérant qu'ils sont le produit du démantèlement sur place d'un petit abrupt de faille.

Dans les falaises de la rive droite du Ponturin, les assises semblent verticales, orientées NE-SW. Face au hameau de La Gurraz, encadrée par le Permien bleuté normal r_B , une bande d'une centaine de mètres de largeur se distingue par un aspect plus massif, des teintes sombres, une patine rouille. Il s'agit de roches noires à vert sombre, aspect dû à une matrice quartzophengitique à grain fin, où l'on retrouve les minéraux lourds habituels du Permien (tourmaline, zircon). Cette ex-argilite est riche en éléments décimétriques plus ou moins étirés de quartz blanc, de schistes noirs, et aussi en blocs de roche quartzreuse claire à grain fin, encore anguleux et à litage transverse sur la schistosité de la matrice phengitique. On pourrait y voir des fragments, peu usés par le transport, des assises q_1 et s_N de l'Antépermien, les roches vertes manquant du fait d'une altération plus rapide (qui aurait donné une boue argileuse riche en fer, actuellement la matrice vert sombre ?).

Des faciès similaires nous ont été montrés par Goffé (1975, et comm. pers.) à la base du Permien de Vanoise méridionale.

Le schéma de la figure 67B porte la mention "futur pli en genou". Cette dénomination imagée, inspirée de Ellenberger (1958, p. 426), désigne le synclinal retourné que dessineraient sous l'Aliet les affleurements de l'assise r_C . Cette continuité de r_C rendrait peu probable la présence d'une cassure alpine majeure entre Mont Pourri et Flanc Inverse. Pour expliquer néanmoins la dissemblance des séries antépermien de part et d'autre du "pli en genou", je considère que cette flexure alpine s'est installée à l'aplomb d'une paléofaille antépermienne (notée "0" : coupe AA' en pl. h.t. 5 ; fig. 57 et 62). La reconstitution proposée (fig. 67B) tient compte de ces diverses spéculations.

On devrait sans doute y figurer à l'Ouest (ou au Sud ?) le Flanc Normal, sous forme de relief ou de horst, puisqu'il est exempt de Permo-Werfénien. De même qu'entre Flanc Inverse et Mont Pourri, l'orogénèse alpine n'aurait

fait que réutiliser une fracture permienne entre Flanc Inverse et Flanc Normal. Il est toutefois périlleux de généraliser ce modèle, faute d'une soudure entre Flanc Normal et Flanc Inverse : je rappelle qu'on ne connaît pas la charnière de l'éventuel pli couché qu'ils constitueraient, ni la direction axiale de ce pli, et qu'il reste donc difficile d'estimer leurs positions relatives au Permien.

Ces dernières considérations n'ont pas la prétention d'apporter une solution définitive aux problèmes structuraux que pose la face nord de Bellecôte. Le "pli en genou", en particulier, peut sembler une vue de l'esprit plus qu'une réalité, si l'on pense aux contacts anormaux de phase 3, subhorizontaux, qui affectent l'Antépermien entre l'Aiguille Motte et la Crête de la Cicla juste au-dessus de ce "genou" (fig. 56 et 57, et coupes 3 à 5 de la pl. h.t. 5).

IV.5.4.c. Synthèse de l'histoire antéalpine du secteur.

A une époque reculée, sans doute antéhouillère, la série a été plissée (orogénèses possibles : cf. chap. V).

Elle n'aurait pas subi de métamorphisme dans un faciès plus profond que les schistes verts, à la différence des socles de Vanoise méridionale et d'Ambin, et n'aurait pas été granitisée comme les Gneiss du Sapey-Peisey, le Rutor, et (?) la Vanoise méridionale, qui pourraient donc en représenter le socle.

Le domaine du futur massif de Bellecôte aurait eu valeur de horst, encadré par des failles normales à fonctionnement échelonné du Permien au Trias inférieur (mais peut-être dès le Houiller et jusqu'au Dogger ; cf. fig. 32). On pourrait voir dans cette tectonique une préfiguration permotriasique des phénomènes qui ont donné au Malm la zone d'Acceglio, récemment reconnue en Vanoise méridionale (Lenglet, 1983 ; Raoult et al., 1984), et en Vanoise septentrionale (Broudoux, 1985, autour de l'Epéna ; voir schéma structural). Il faut aussi envisager des secteurs plus éloignés (Ambin, Val d'Aoste), où la couverture permotriasique a été signalée très réduite : Bellecôte n'aurait pas été l'unique relief à cette époque. La recherche de secteurs similaires à ce point de vue est l'un des objets du chapitre suivant.

CHAPITRE V

AGE DE L'ANTÉPERMIEN DE BELLECÔTE

V.1. DONNEES DE BASE	
V.1.1. Méthodes de datation.....	201
V.1.2. Comparaison avec le Houiller.....	204
V.1.3. Probabilité d'un âge anténomurien.....	206
V.2. FORMATIONS SIMILAIRES DANS LES MASSIFS CRISTALLINS INTERNES	
V.2.1. Méthodes, difficultés.....	207
V.2.2. Massifs voisins de Bellecôte.....	207
V.2.3. Eléments de comparaison avec les Schistes de l'Arpont (Vanoise méridionale) et le groupe de la Clarea (massif d'Ambin).....	210
Extraits des travaux de Gay (1970), et remarques.....	210
V.2.4. La région du Rutor, les Gneiss du Sapey-Peisey, et la Nappe du Grand-Saint-Bernard.....	214
Extraits des travaux de Fabre (1961) et de Caby (1968, 1974), et remarques.....	215
V.2.5. Massifs cristallins plus internes. Conclusions sur les zones alpines internes.....	217
V.3. ANALOGIES DE BELLECOTE AVEC LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES	
V.3.1. Datations paléontologiques dans le socle antéhouiller. Allure des couvertures.....	219
V.3.2. Les séries antéhouillères à schistes noirs et métaspilites du Vieux Chaillol et de Belledonne.....	222
V.3.3. Possibilité d'un âge siluro-ordovicien pour les séries à schistes noirs de Bellecôte et du Vieux Chaillol.....	228
V.4. CONCLUSIONS AUX TENTATIVES DE CORRELATIONS.....	229

CHAPITRE V - AGE DE L'ANTÉPERMIEN DE BELLECÔTE

V.1. DONNEES DE BASE.

V.1.1 Méthodes de datation.

L'idée qui motive les longs exposés des chapitres précédents est que l'Antépermien de Vanoise septentrionale, franchement différent du Carbonifère daté de la zone houillère voisine, est aussi plus ancien. Rappelons que je ne dispose pour appuyer cette affirmation d'aucun fossile en Vanoise, tant macroscopique que microscopique, mais seulement de quelques datations isotopiques, a priori discutables dans le contexte métamorphique alpin. Une vingtaine d'échantillons de Schistes Noirs, choisis par Raoult, Mériaux, et moi-même, pour y rechercher des acritarches et confiés à M^{me} S. Baudelot (Toulouse), ont révélé un matériel trop métamorphisé pour laisser, selon Baudelot (comm. écrite), grand espoir de ce côté. D'autres échantillons traités par R. Coquel à Lille n'ont rien donné eux non plus.

Peruccio-Parison (1984, p. 257) a donné une détermination d'âge radiométrique (par la méthode des traces de fission) pour les zircons de ce qu'elle nommait "grauwackes de la Crête des Echines" (assise antépermienne A selon mes hypothèses). Leur âge apparent, ou plutôt celui du dernier épisode où la température aurait dépassé $250^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$, serait du Dogger (163 m.a. $\pm 5\%$). Je crois que cette mesure n'est pas utilisable pour apprécier l'âge de la roche, compte-tenu du contexte généralement admis pour les Alpes au Dogger.

Bocquet (1974a,b,c), Bocquet et al. (1974, 1977), à côté de considérations pétrographiques, géochimiques, et minéralogiques, ont fourni des datations de minéraux variés de Vanoise méridionale autour de 400 m.a., 600 m.a., voire même 1 800 m.a., sans présenter cependant à mon avis les données lithostratigraphiques précises qui permettraient de se faire une idée des roches-hôtes, ni des assises concernées. Il est probable que sur des minéraux isolés, on arriverait à trouver aussi de tels âges dans le Carbonifère daté paléontologiquement de la zone houillère.

Faute donc de datations objectives et indiscutables, je dois faire appel à d'autres méthodes, avec toutes leurs imperfections : recherches d'analogies lithostratigraphiques, chimiostratigraphiques (ou à défaut seulement géochimiques), voire paléostructurales ou paléométamorphiques, avec les autres massifs, séries, ou formations paléozoïques des Alpes. Ces méthodes ne peuvent donner que des résultats imprécis, que la découverte d'un seul fossile remettra sans doute en question. Mais l'exploration des terrains paléozoïques des Alpes a permis d'accumuler, depuis une trentaine d'années, nombre de descriptions, de résultats, et d'hypothèses (fig. 68). Il serait dommage de ne pas en tirer parti.

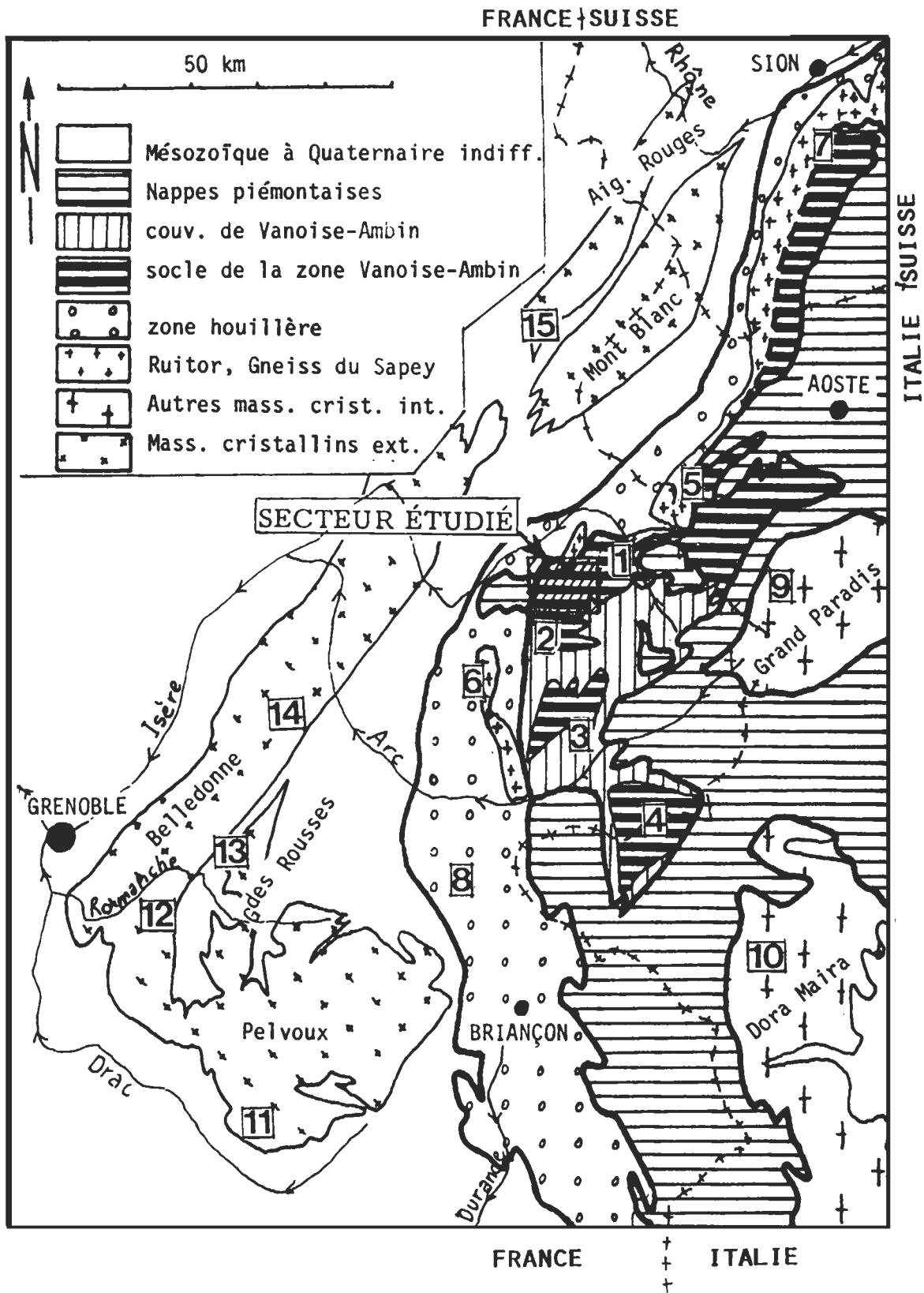


Fig. 68.- Localisation dans les Alpes occidentales des séries antétriasiques comparées avec celle de Bellecôte. Carte inspirée de la fig. 2 de la notice explicative de la carte géologique à 1/250 000, feuille GAP. Les numéros indiqués sont appelés dans le texte.

REFERENCES (les plus utiles à mon propos, car riches en données lithostratigraphiques, sont soulignées) :

ZONE BRIANCONNAISE

- 1 : Mont Pourri et Archeboc.** Fabre (1954) ; Ellenberger (1958, 1966, minutes inédites) ; Goguel et Fabre (minutes et coupes inédites) ; Saliot (minutes inédites) ; levers personnels (Platières, Aiguille du Saint Esprit, Archeboc).
- 2 : Grand Bec et vallée de Champagny.** Ellenberger (1958, 1966, minutes inédites) ; Raoult (1980a,b, et levers inédits) ; Peruccio-Parison (1984) ; Mériaux (levers inédits) ; levers personnels.
- 3 : Vanoise méridionale.** Ellenberger (1958, 1966) ; Bocquet (1974a) ; Goffé (1975) ; Platt et Lister (1985) ; Dondey (travaux inédits).
- 4 : Ambin.** Gay (1970, 1972).
- 5 : Rutor et Val d'Aoste.** Fabre (1961) ; Caby (1968, 1974).
- 6 : Gneiss du Sapey-Peisey.** Thélín (1983) ; Détraz (1984) ; Gachelin (1985) ; Fabre et Raoult (levers inédits) ; levers personnels (cf. IV.4).
- 7 : Zone du Métailler.** Schaer (1959) ; Bearth (1963) ; Burri (1983) ; Thélín et Ayrton (1983) ; échantillonnage personnel le long du ravin de Crouye Grandze.
- 8 : La Ponsonnière** (Permien de la zone houillère). Fabre (1961), Feys (1963), Fabre et Feys (1966) (cf. Guillot et Raoult, 1984).

MASSIFS CRISTALLINS (plus) INTERNES

- 9 : Grand Paradis.** Bertrand (1968).
- 10 : Dora Maira.** Vialon (1966).

MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

- 11 : Chaillol.** Le Fort (1964) ; Le Fort et Ehrström (1969) ; Le Fort (1973) ; carte géologique à 1/50 000, feuilles Orcières et Saint Bonnet ; échantillonnage personnel en face S du Vieux Chaillol.
- 12 : Taillefer.** Carme (1965 à 1975) ; Gibergy (1968) ; carte géologique à 1/50 000, feuille Vizille ; échantillonnage personnel près du Lac Fourchu.
- 13 : Grandes Rousses.** Giorgi (1979) ; Giorgi et al. (1979).
- 14 : Saint-Colomban-des-Villards** (série verte de). Carte géologique à 1/50 000, feuille Saint-Jean-de-Maurienne.
- 15 : Aiguilles Rouges.** Bellièvre et Streel (1980).

Il existe de fortes présomptions pour la présence de séries antéhouillères analogues aux points 1, 2, 11, 12, et 14.

Le Werfénien et/ou le Permien pourraient manquer par places, comme dans Bellecôte, aux points 1, 2, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 14, et 15 : c'est donc la règle générale dans cette région.

Les seules traces de fossiles anténamuriens connues proviennent de 12 (Viséen, ou Dévono-Dinantien, sous réserves), de 13 (Cambrien inférieur, mais possibilités du Précambrien supérieur à l'Ordovicien), et de 15 (Viséen, plus assuré). Pour l'Antépermien de Bellecôte, de nombreuses possibilités restent donc envisageables.

Il convient en premier lieu de résumer les faits et interprétations, utilisables pour proposer un âge antérieur au Carbonifère supérieur, que je tire de l'étude de ce terrain. Ce n'est qu'ensuite que je peux exposer les résultats de mes recherches (surtout bibliographiques) de séries antéhouillères comparables.

Je ne retiens pas la généralisation de Jaillard et Debelmas (1986), qui proposaient un âge sénonien ou paléocène pour "une partie du "Paléozoïque" du Mont Pourri". Décrivant des faciès triasiques reconstitués, non signalés auparavant, situés près de Tignes (loc. en fig. 1), et peut-être néocrétacés à tertiaires, ils étendaient cette éventualité à l'ensemble des terrains de Vanoise septentrionale. Ainsi la série retournée du Flanc Inverse (cf. IV.3.2) pourrait être vue comme d'apparence inverse seulement, car reconstituant, par resédimentation néocrétacée-tertiaire, une série permo-houillère à l'endroit. Les roches vertes de Bellecôte seraient des ophiolites reconstituées, d'où leurs caractères tholéitiques et spilites.

Je n'ai nulle part observé dans mon terrain de formations qui pourraient évoquer des faciès reconstitués (sinon, à la rigueur, la mince couverture carbonatée du Flanc Normal ; serait-ce le seul témoin de la phase alpine "zéro" anté-Eocène ? cf. fig. 61). Les données de ce mémoire (au moins lithostratigraphiques, minéralogiques, et géochimiques) me semblent infirmer l'hypothèse de Jaillard et Debelmas (1986). Je propose une conception différente, et qui est à mon sens mieux justifiée. Dans ce qui suit, je tente d'envisager toutes les conséquences de cette conception.

V.1.2. Comparaison avec le Houiller.

J'admets ici les principales hypothèses faites à l'issue des chapitres II (lithostratigraphie), III (géochimie), et IV (structures). On peut rassembler ces résultats, que je crois largement indépendants les uns des autres, en décrivant ainsi **la série antépermienne de Bellecôte : formée de roches d'abord ignées puis volcanosédimentaires, évoquant par leurs caractères chimiques et sédimentaires un contexte océanique distal, cette série pourrait avoir subi des plissements avant le Permien. Ce substratum antépermien a une couverture stratigraphique permo-triasique discordante de type briançonnais.**

Sise immédiatement à l'Ouest, la zone houillère n'aurait pas eu une histoire très différente du Permien à l'Eocène. Sous le Permien cependant, et y passant localement en continuité apparente (cf. par exemple Schade, 1983b), la série houillère, datée du Namurien au Stéphanien, me semble parfaitement étrangère à la série de Bellecôte, et presque inévitablement plus récente.

Les sédiments constituent la plus grande part des assises houillères. Ils n'ont pas le caractère sodique de ceux de Bellecôte (d'après les analyses de Fabre, 1961), la similitude s'arrêtant à la présence de matière organique. Ces sédiments se seraient

déposés dans un bassin limnique (d'eau douce) intramontagneux (Courel et al., 1986). Leur aspect est différent, depuis l'échelle de la plaque mince (par exemple par l'omniprésence de micas blancs détritiques, de zircons, de tourmalines) jusqu'à celle du banc (conglomérats à galets de granite ou de migmatites, granoclassements, plantes fossiles).

Quant aux roches ignées, beaucoup plus rares que dans l'Antépermien de Vanoise, elles ont été attribuées à une lignée calco-alcaline fini-hercynienne, syn à post-tectonique (Piantone, 1980). Ces roches ignées ne constituent en tout qu'un massif notable (près de Briançon), de rares sills ailleurs (Fabre, 1961). Par places, quelques niveaux cinéritiques, quelques coulées d'andésite et de rhyolite, sont également connus dans le Stéphanoppermien et le Permien (Fabre et Feys, 1966 ; Schade, 1983b).

Les mouvements orogéniques, pendant le comblement de ce fossé d'effondrement intramontagneux, seraient restés modestes, surtout distensifs (cf. § IV.4.5), et se seraient poursuivis jusqu'au début du Mésozoïque.

Avec ces différences il faudrait, si la série de Bellecôte était quand même du Carbonifère supérieur ou du Permien, avoir eu un rapprochement tectonique important entre Vanoise septentrionale et zone houillère, se chiffrant en centaines plutôt qu'en dizaines de kilomètres. Puisque leurs couvertures permo-mésozoïques, de type briançonnais, indiquent depuis le Permien des histoires similaires, ce rapprochement ne pourrait avoir eu lieu qu'avant le dépôt du Permien, et lors d'une phase orogénique majeure.

Je rappelle cependant que le Permien de la Roche de Mio est corrélable, au moins lithostratigraphiquement et chimiostratigraphiquement, avec celui de la Ponsonnière, cinquante kilomètres au Sud-Ouest, en zone houillère (Guillot et Raoult, 1984, et point 8 en fig. 68). Ceci, joint à l'hypothèse d'un décrochement senestre alpin entre Vanoise et zone houillère (cf. IV.4.3), suggérerait plutôt une proximité de Bellecôte avec la Ponsonnière. La question de la dissemblance entre séries antépermiennes ne serait donc qu'à reposer une cinquantaine de kilomètres au Sud. Mais le problème serait le même : les cadres géodynamiques du Houiller près de la Ponsonnière et de l'Antépermien de Bellecôte ne sont guère conciliables.

La seule coupure sédimentaire signe de mouvements tectoniques notables dans la série de la zone houillère est la discordance basale du Stéphanien moyen-supérieur (conglomérats de l'Assise de Courchevel, par exemple) sur les assises productives (Namurien à Stéphanien inférieur). Je ne crois pas que ces mouvements asturiens (dont la surrection des Gneiss du Sapey-Peisey ? cf. IV.4.5) puissent être considérés comme une phase orogénique majeure dans cette région.

V.1.3. Probabilité d'un âge anténamurien.

Il ne reste alors qu'une possibilité : l'Antépermien de Bellecôte est un élément du socle antéhouiller, et formait déjà un relief à l'Est de la zone houillère, au Permien et au Trias pour certains secteurs (Col de la Chiaupe, Plan Richard, Sauvire, Vallaisonnay ; cf. fig. 67), et probablement surtout au Carbonifère supérieur puisque le Houiller n'y est pas représenté (ou, si celui-ci s'y est déposé, il aurait disparu par érosion à la suite de l'exhaussement "asturien" ?).

Il est impossible d'exclure que, comme cela se voit localement dans les massifs cristallins externes, certaines portions de la Vanoise aient été atteintes par la sédimentation houillère. Je citerai par exemple le secteur du Grand Bec, à mon avis subsident au Permien (parce que le Permien, et le Werfénien, y sont épais), et qui aurait pu l'être déjà au Carbonifère. Aucune trace de Houiller n'y est connue pour l'instant sous le Permien, mais il semble n'y avoir là que des schistes gris ou noirs monotones : s'agit-il seulement des Schistes Noirs ? Broudoux (1985, p. 49) y signale des faciès micacés, près de la base du Permien.

Admettant l'âge antéhouiller de l'essentiel de la série, on peut chercher des séries comparables dans une partie respectable des massifs cristallins des Alpes, et en particulier au Sud-Ouest vu le sens probable du décrochement évoqué ci-dessus. La zone houillère, comme Fabre l'admettait (1961, p. 198), serait un fossé d'effondrement ouvert dès le Namurien, avec des sédiments fluviatiles venus du Sud (Courel et al., 1986), entre les massifs cristallins externes et les massifs cristallins internes.

Pour appuyer cette conception d'un âge anténamurien, qui rejoint les propositions émises par Bocquet en 1974, j'ai un argument plus positif que l'énumération des différences avec la zone houillère : une série antéhouillère similaire à l'Antépermien de Bellecôte existe dans l'Oisans. Il convient cependant d'envisager d'abord les formations anténamuriennes plus proches, appartenant à la même zone alpine (fig. 68).

V.2. FORMATIONS SIMILAIRES DANS LES MASSIFS CRISTALLINS(*) INTERNES

V.2.1. Méthodes, difficultés.

La géologie des séries antéhouillères des zones internes des Alpes demeurant susceptible de révolutions imprévisibles, et le nombre de sites que j'aurais dû visiter étant fort élevé, les vues exposées ci-après sont assurément partielles et provisoires. Dans les Alpes occidentales, une carte schématique (fig. 68) des terrains antéhouillers, ou suspectés de l'être comme l'Antépermien de Bellecôte, montre leur large extension, en particulier en zone briançonnaise depuis le massif d'Ambin (point 4 en fig. 68) jusqu'à la Suisse (point 7, dans le Valais). Pour la seule Vanoise (soit la partie interne de la zone briançonnaise entre Tarentaise et Maurienne : points 1 à 3), ces terrains occuperaient près de la moitié de la surface. Aucun fossile n'a été signalé dans l'antéhouiller (probable) de ces massifs cristallins internes. Un autre facteur limite la portée des comparaisons qu'on peut faire d'un massif à l'autre : les séries supposées antéhouillères sont encore peu décrites.

Cela renforce l'intérêt de travaux sur les minéraux de métamorphisme, préalables indispensables aux reconstitutions des faciès antéalpains. Il est seulement dommage qu'on ne puisse pas connaître parfois l'aspect, ou l'extension cartographique, de la formation dont provient l'échantillon si minutieusement exploré.

V.2.2. Massifs voisins de Bellecôte (points 1 et 2 en fig. 68).

Quelques levers sur les contreforts occidentaux du massif du Mont Pourri (1), comme dans le massif du Grand Bec (2), et une rapide compilation des travaux antérieurs, m'autorisent à y prolonger la série de Bellecôte (cf. schéma structural en pl. h.t. 1 - les travaux consultés y sont énumérés -, coupe AA en pl. h.t. 5, et fig. 62). Le Mont Pourri, Bellecôte, et le Grand Bec paraissent constitués de séries antépermiennes similaires. Dans les trois massifs, les principaux repères lithostratigraphiques que j'ai utilisés pour dessiner la structure d'ensemble (coupe AA en pl. h.t. 5) sont la base de la couverture permotriasique et la base des Schistes Noirs. Plus bas, l'étude du Mont Pourri révélera peut-être une troisième coupure majeure, au contact des micaschistes à grenats (fig. 33).

Caby (1968 ; carte h.t., partiellement reproduite en fig. 69) a prolongé à l'Est le "Permocarbonifère" du Mont Pourri, sur la frontière franco-italienne et de l'autre

(*) : adjectif consacré par l'usage, pour tout ce qui est antéhouiller, voire parfois antétriasique ; parfois encore confondu avec "siliceux" ou "métamorphique", mots encore plus inadéquats en Vanoise.

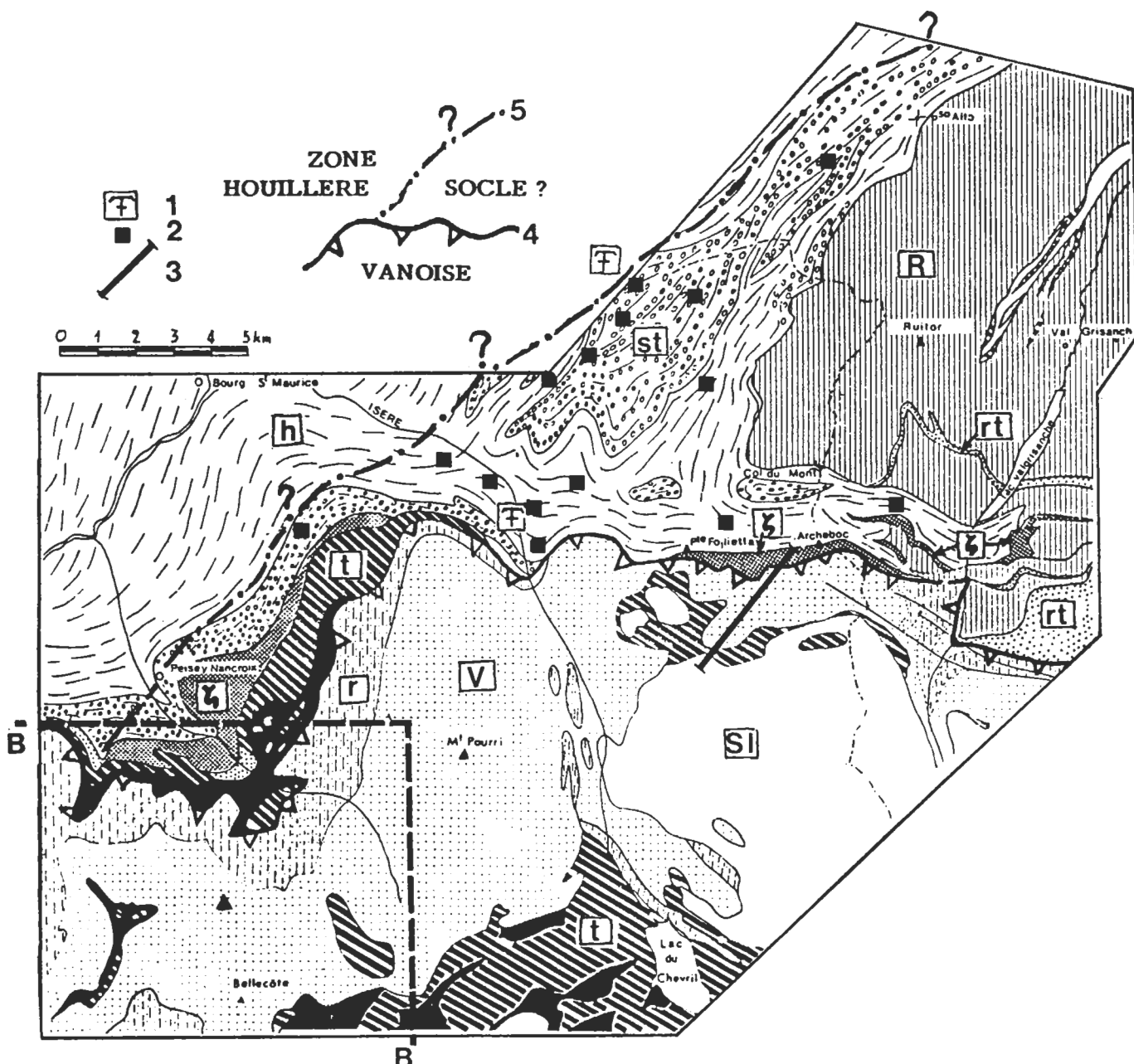


Fig. 69.- La région du Ruitor. Extraits de la carte de Bertrand et Caby (in Caby, 1968, pl. h.t.), et rajouts personnels.

LEGENDE. a) tirée de Caby (1968).- R : matériel polymétamorphique anténarmurien du massif du Ruitor - ζ : Gneiss du Sapey-Peisey (métagranite porphyroïde, à deux micas) - V : Antépermien de Vanoise et du Mont Pourri (principal objet de ce mémoire) - h : Westphalien et Stéphanien A datés - st : Assise de Courchevel, conglomérats attribués au Stéphanien B-C - r : Permien bleuté de la face N de Bellecôte - rt : Permotrias reposant sur le socle du Ruitor (R) - t : quartzites du Werfénien et Trias carbonaté (hachures), cargneules et gypse (en noir) - SI : Schistes lustrés.

b) rajouts et suggestions.- 1 : fossiles de plantes du Houiller signalés par Fabre (1961) - 2 : prasinites sodiques, métavolcanites blanches albitiques, schistes verts, conglomérats très étirés, galets à épidote, schistes gris (points signalés par Fabre, 1961, p. 122 à 138) - 3 : coupe suivie par l'auteur, avec J. Fabre et G. Noël - 4 : contact chevauchant (de phase 3) de la Vanoise sur la zone houillère - 5 : limite occidentale approximative des anomalies (2) relevées par Fabre (faille "asturienne" ?) - BB : limite du secteur étudié dans ce mémoire (le triangle noir indique la position exacte du sommet de Bellecôte).

(suite ci-contre)

(suite de la légende de la figure 69)

Constatations personnelles. - Dans la coupe levée (3), le matériel V est représenté par les seuls Schistes Noirs (500 m), avec leurs sills metabasiques, au-dessus de quelques décamètres de Permien type Vanoise (faciès **rg** de ce mémoire ; non figuré par Caby), lui-même en contact anormal récent (brèches) sur **ζ**. On aurait donc une série "Vanoise" localement tronquée et retournée, mais rattachable à celle du Mont Pourri.

Interprétations antérieures. Selon Fabre (1961 ; travaux dont cette carte est inspirée) le Carbonifère fossilifère (**h**) et les conglomérats rattachés à l'Assise de Courchevel (**st**) sont inséparables, ces derniers ayant valeur de conglomérat (basal ? latéral ?) pour la série houillère au voisinage du socle du Rutor (**R**).

Caby (1968) a découvert pour sa part un Permotrias (**rt**) reposant en discordance sur ce même socle, et a proposé de prolonger les Gneiss du Sapey-Peisey (**ζ**) au sein du Rutor. A la suite d'Ellenberger (1958), il voyait dans ces Gneiss des granites (migmatites, pour Ellenberger) d'âge Stéphanien, dont l'appareil intrusif aurait traversé le socle (**R**) et sa couverture houillère (**st**).

Côté Vanoise, Caby (1968) a retenu la dénomination de Permo-Carbonifère pour l'Antépermien (**V**), s'inspirant du "Carbonifère métamorphique" d'Ellenberger, qui voyait dans ces assises riches en roches vertes une autre manifestation du "magmatisme Gneiss du Sapey-Peisey".

Propositions nouvelles. Je propose un schéma différent, en m'appuyant sur les résultats de ce mémoire (**V** ne peut être selon moi qu'anténamurien), et d'après Détraz (1984) : les Gneiss **ζ**, à Modane, contiendraient du matériel polymétamorphique, lui aussi anténamurien.

En me basant sur les descriptions minutieuses de Fabre (1961), et **sans autre preuve**, je suis amené, pour la portion ici figurée de la zone houillère, à mettre en doute l'homogénéité des assises supposées houillères, qui pourraient pro parte être plus anciennes à l'Est du contact ancien 5 (hypothétique ; d'âge "asturien" ?).

Les anomalies relevées par Fabre constituent une somme d'exceptions unique en zone houillère. Plutôt que du Houiller, je serais tenté d'y voir un mélange tectonique (de phase 1 ? de phase 3 ?) entre du Houiller véritable (sans volcanites) et du matériel plus ancien, type Schistes Noirs de Bellecôte. Ou alors, la série houillère reposerait en discordance non seulement sur le Rutor mais aussi sur ce matériel, et à côté des Gneiss du Sapey-Peisey. Ces Gneiss pourraient représenter des granites hercyniens tardifs (viséo-namuriens ?) intrusifs dans ces Schistes Noirs. Un peu comme le suggérait Ellenberger (1966), la distribution en grand N-S de ces métagranites, de Modane au Rutor, préfigurerait la limite entre, à l'Ouest, la future zone houillère et, à l'Est, les massifs cristallins internes.

Avec ces conceptions très hypothétiques, comme avec celles des auteurs précédents, les corrélations avec l'Antépermien de Vanoise sont délicates. Aucun des auteurs cités ne s'y est risqué. Le matériel du type Schistes Noirs de Bellecôte, s'il est bien anténamurien comme je le pense, a des équivalents possibles tant dans le Rutor que dans la partie anormale environnante de la zone houillère. On peut voir, dans cette difficulté des corrélations, l'indice d'un rapprochement alpin notable entre cette partie de la Vanoise et cette partie de la zone houillère.

côté de la vallée de l'Isère, dans la Pointe d'Archeboc. Un lever rapide du flanc sud de ce sommet a été effectué en compagnie de J. Fabre. L'Antépermien d'Archeboc, par-dessus un Permien bleuté semblable à celui du Mont Pourri (rp), se réduirait à 500 m de Schistes Noirs avec quelques sills de roche verte ; cette série tronquée et retournée est, d'après Marion (1984), comprise entre deux contacts cisailants tardifs, pour moi de phase 3. Les analogies avec Bellecôte m'ont semblé très prometteuses, même au point de vue des structures alpines.

Il serait utile, comme je veux le montrer par ces exemples, de procéder à un réexamen des terrains "permocarbonifères" jusqu'à la Suisse en tenant compte des résultats de ce mémoire. Concernant la zone briançonnaise, et sauf bien sûr les travaux dont je rappelle la teneur dans les paragraphes suivants, peu d'études comportent des descriptions lithostratigraphiques, d'où de nombreuses difficultés dès qu'on veut établir des corrélations.

V.2.3. Eléments de comparaison avec les Schistes de l'Arpont (Vanoise méridionale) et le groupe de la Clarea (massif d'Ambin) (points 3 et 4 en fig. 68).

Les premiers, Gay (1970, 1972) et Bocquet (1974a,b,c) ont défendu l'idée d'un socle anténamurien sous le Permien d'Ambin et de Vanoise. Parmi les preuves proposées, ils ont montré que ce matériel avait subi un métamorphisme antéalpin du faciès des amphibolites. Or, pour la Vanoise septentrionale et à mon avis, seule la base de la série antépermienne montrerait des minéraux évoquant un tel métamorphisme (cf. III.2.1). Les corrélations sont donc à envisager avec prudence. Deux options au moins méritent d'être formulées :

- a) la Vanoise méridionale et Ambin contiennent des séries contemporaines de l'Antépermien de Bellecôte, et de lithologies initiales semblables. Mais elles auraient été granitisées et/ou métamorphisées et/ou tectonisées plus intensément, ce qui les aurait rendues méconnaissables ;
- b) ces massifs contiennent surtout des roches plus anciennes métamorphisées, migmatitisées, ou granitisées, avant que la série de Bellecôte ne soit édifiée ; ce socle porterait néanmoins des témoins, non érodés avant le Permien, d'une série semblable à celle de Bellecôte.

Je retiendrai provisoirement la seconde option, en me basant sur une carte d'un petit secteur de Vanoise méridionale due à Platt et Lister (1985) (fig. 70), et sur la lithostratigraphie schématique du groupe de la Clarea décrite par Gay (1970).

Extraits des travaux de Gay (1970), et remarques.

Dans les 1 400 m (?) de puissance du groupe de la Clarea, on a de bas en haut : - plus de 1 000 m de micaschistes gris à gris bleuté riches en exsudats siliceux, avec des lits métriques rares de gneiss à deux micas et grenats - 100 m à 200 m de micaschistes albitiques, plus clairs, à petites caries brunes d'ankérite oxydée ; leur limite avec les précédents recouperait le litage commun. Il y a aussi des metabasites, en "un seul horizon, constant quoique discontinu, parfois répété par des plis", constitué d'intercalations métriques à décamétriques à contact franc mais concordant avec le litage des micaschistes. Gay ne précise pas à quelle hauteur ces roches vertes se situeraient dans le groupe.

Les micaschistes sont riches en soude, ce qui permettrait d'en faire des métagrauwackes. On notera que leur aspect et leur minéralogie (grenats fréquents) rappellent ceux décrits dans ce mémoire (faciès ξ ; cf. III.2.1). La teneur moyenne de 1,25 % en TiO_2 des metabasites révèle "des produits d'un magmatisme ophiolitique" (ibid., p. 1).

Du fait des nombreux minéraux typiques d'un métamorphisme du faciès des amphibolites (biotite, grenat) Gay (1970, p. 13) a conclu que ces faciès "suggèrent" une évolution polymétamorphique. Par-dessus en effet repose en discordance le groupe d'Ambin (150 m de puissance, avec à sa base des passées conglomératiques), qui ne contient ni biotite ni grenat, de même que les groupes suivants. Gay fait de ce deuxième groupe du Stéphanopermien, et je le suivrai dans cette attribution. En effet les faciès prasinitiques, issus d'un volcanisme "alcalino-calcique", rappellent ceux constituant le Permien basal de la zone du Métailler (point 7, voir ci-après).

Le groupe d'Etache qui suit correspond faciologiquement aux faciès η et de la Roche de Mio, mais n'atteint pas 30 m d'épaisseur. Couronnant la série siliceuse, les quartzites du Werfénien sont relativement riches en feldspath et en mica blanc (30 % au total), et leur épaisseur n'excède pas 130 m, s'amenuisant parfois à 60 centimètres. Ces particularités pourraient selon moi signaler un dépôt discontinu de grès éoliens, avec un fort pourcentage de matériel arraché à des affleurements proches de "cristallin". J'en serais d'autant plus partisan que le Werfénien peut manquer dans Bellecôte.

On peut se demander si certaines des associations supposées antéalpines ne résultent pas du métamorphisme alpin. Gay signale que l'hématite des quartzites versicolores, au sommet du Werfénien (t_{qv} dans ce mémoire ; cf. fig. 64), est parfois remplacée par de l'aegyrine.

On devrait rapprocher selon moi les micaschistes de la Clarea et les Schistes de l'Arpont (fig. 70), déjà corrélés entre eux par Gay, du faciès noté ici ξ (cf. III.2.1). Les granites ou gneiss signalés dans ces deux massifs semblent toujours liés à ce matériel micaschisteux, qui représenterait un encaissant flyschöide grauwackeux plus ancien encore que les granites. Dans ce contexte, les datations de Bocquet et al. (1974) doivent être rappelées, car elles appuient mon propos. Pour les Schistes de l'Arpont et le groupe de la Clarea, elles ont donné, à côté toutefois de nombreux âges alpins, les valeurs de 1800 m.a. (signalée comme très approximative), 900 m.a., 620 m.a., 449 m.a., 420 m.a., et 380 m.a. Si l'on retient l'hypothèse que la série de Bellecôte est postérieure à ce métamorphisme, elle serait d'après ces âges postérieure à l'orogénèse calédonienne.

Il faut rester prudent. D'une part, le métamorphisme alpin et ses déformations mylonitiques seraient plus intenses en Vanoise méridionale et dans Ambin que dans Bellecôte (voir fig. 70, et remarque précédente sur l'aegyrine de t_{qv}). La distinction entre minéraux du métamorphisme alpin et reliques de paragenèses antérieures, surtout dans le cas des amphiboles (ferroglaucophane, amphibole bleue, ou crossite) qui ont fourni cinq de ces six âges radiométriques, reste donc discutable. D'autre part, je n'ai pas la preuve que la série de Bellecôte n'a pas, elle aussi, subi un métamorphisme antéalpin. Quoique très pauvre en grenats, et sans biotite signalée, elle contient aussi des amphiboles bleues (toutes alpines ?). Des datations de minéraux de Vanoise septentrionale, où, me semble-t-il, le métamorphisme alpin a été moins sévère, devraient être tentées.

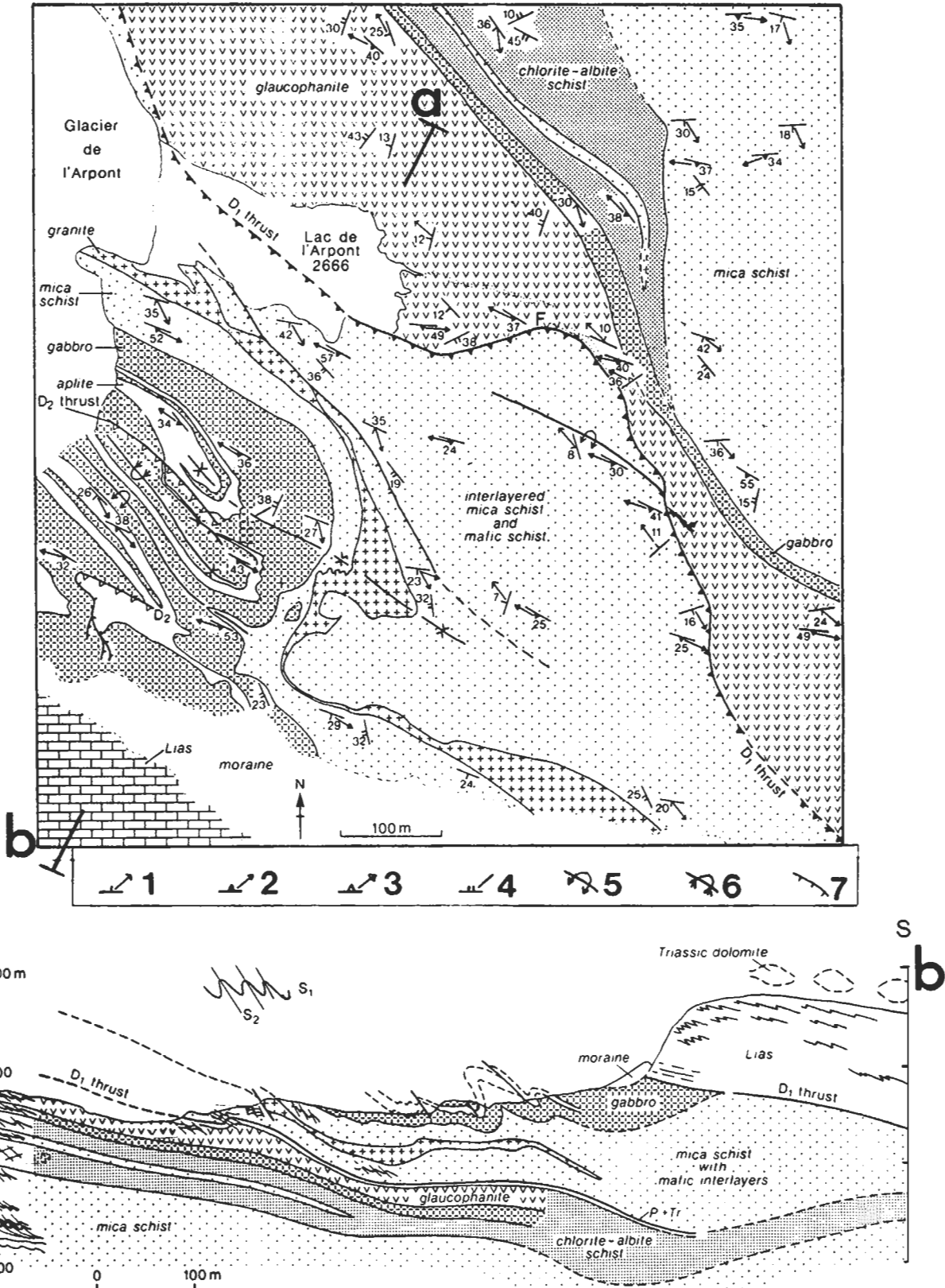


Fig. 70.- Données lithostratigraphiques sur la Vanoise méridionale (point 3 en fig. 68) d'après Platt et Lister (1985). Carte (fig. 5 p. 24). Coupe (fig. 6 p. 25). Toutes deux ont été simplifiées.

Symboles.- 1 à 4 : débit tectonique et linéation des 4 phases alpines successives - 5, 6 : pli déversé (antiforme, et synforme) - 7 : faille normale.

(suite ci-contre)

(suite de la légende de la figure 70)

Commentaire des auteurs sur la lithologie (traduction du texte anglais p. 21 et 22 ; entre |...|, indications du traducteur) :

"Au sein des schistes de l'Arpont, on distingue divers types de roches dont la variété résulte pour une part de leurs différences initiales de textures et de compositions, pour une autre part de l'impact variable de plusieurs épisodes de déformation et de métamorphisme.

(i) Micaschiste gris à quartz |mica schists sur les dessins|. C'est de loin le type le plus abondant. Il dérive probablement d'un sédiment détritique riche en quartz, mais nous avons trouvé peu de traces de sa texture primaire. Il est lardé de veines de quartz, fréquemment étirées et tordues, ou transposées par un plissement isoclinal dans le plan de schistosité principale. |...| Grenat et glaucophane y sont fréquemment visibles sur le terrain. Les proportions minérales sont en moyenne 30% de mica blanc, 30% d'albite, 25% de quartz, 15% de minéraux basiques (chlorite, glaucophane, grenat), avec à titre accessoire épidote, opaques, rutile, sphène, tourmaline, zircon, et plus rarement pyroxène jadéitique et chloritoïde.

(ii) Roches basiques. Elles forment un faisceau d'intercalations au sein des schistes précédents au sommet de l'unité |des schistes de l'Arpont|, à composition surtout basique, et ce faisceau est redoublé par un chevauchement (voir carte). Des schistes bleus à glaucophane et des schistes verts à chlorite-albite forment des alternances métriques à décamétriques, chaque type pouvant être massif ou schisteux. On a de nombreux porphyroblastes de grenat et d'albite de taille atteignant 2 mm ($\pm$ épidote, mica blanc, biotite verte, sphène, opaques) et de gros cristaux de glaucophane, ou de gros agrégats d'actinote remplaçant des hornblendes dans les faciès verts, semblant mimer une texture ignée (ex-pyroxènes ?), avec remplacements successifs pendant les métamorphismes antéalpin et alpin. Il y a aussi, bien distinctes par leur patine jaune, des intercalations atteignant 5 m d'épaisseur de roche siliceuse, qui sont des niveaux-repères utiles. On y trouve quartz, albite, épidote, mica blanc ($\pm$ grenat, glaucophane, chlorite, biotite verte, stilpnomélane, opaques).

Les phénoblastes et le rubanement prononcé des roches basiques suggèrent qu'il a pu s'agir de complexes intrusifs lités, avec des dykes aplitiques ayant donné les passées siliceuses, d'où les désignations |sur les dessins| par "gabbro" et "aplite". Quand la texture initiale a été oblitérée, les roches basiques sont désignées par "chlorite-albite schist" ou "glaucophane schist", selon l'assemblage dominant.

(iii) Métagranitoïde |granite sur le dessin|. Un petit corps de roche granitique déformée consiste en quartz recristallisé, plagioclase sodique, microcline, mica blanc ($\pm$ calcite, biotite verte, zircon, et jadéite selon Saliot *in* Goffé, 1975)."

Deux hypothèses au moins peuvent être faites pour corrélérer cette succession à celle de l'Antépermien de Bellecôte (fig. 33) :

- a) on aurait ici la base de la série, avec ϵ pour les "roches basiques", q_1 pour leurs intercalations d'"aplite", et ξ pour les "schistes gris" ;
- b) la succession décrite par Platt et Lister est retournée, et l'on corrèle alors les "aplitites" avec q_2 , les "roches basiques" avec η et les "schistes gris" avec η_N .

Le métamorphisme, ici plus intense (métamyonites à glaucophane), ne rend pas ce choix aisé. L'éventualité a) me paraît plus plausible, car les faciès charbonneux fréquents dans les Schistes noirs de Bellecôte manquent ici. La Vanoise méridionale comporterait alors surtout des termes plus anciens que la série de Bellecôte, ou des termes analogues à ceux de la base de cette dernière.

V.2.4. La région du Rutor, les Gneiss du Sapey-Peisey, et la Nappe du Grand-Saint-Bernard (points 5, 6, 7 en fig. 68).

Quelques kilomètres au Nord-Est de Bellecôte, le massif du Rutor (5) montre un socle polymétamorphique anténamurien (Fabre, 1961). Les Gneiss du Sapey-Peisey (6), qui seraient de nature similaire (Détraz, 1984), avaient été prolongés par Caby (1968) jusqu'au sein du Rutor (fig. 69). Toujours dans ce secteur, la zone Vanoise-Mont Pourri elle-même comporterait un Permo-Carbonifère similaire à celui de Bellecôte (Ellenberger, 1958). Du fait de cette proximité, comme des multiples analogies, signalées par Ellenberger, Fabre, et Caby, avec mon terrain, la lecture de leurs travaux aurait pu me faire découvrir un Antépermien rappelant de près celui de Bellecôte. Plus au Nord, dans le Val d'Aoste (Italie), près du col du Grand-Saint-Bernard (frontière italo-helvétique), et en Valais (7), les géologues suisses (depuis Argand ?) rassemblent sous le nom de Nappe du Grand-Saint-Bernard diverses formations, empilées tectoniquement, qui présenteraient des analogies avec les sous-zones briançonnaises (Houiller, Rutor, Gneiss du Sapey-Peisey, Vanoise) (fig. 71).

Je n'ai trouvé dans les travaux sur ces régions ou ces sous-zones aucune description d'une succession lithostratigraphique évidemment semblable à celle de l'Antépermien de Bellecôte (fig. 33), sinon pour certains éléments isolés de leur contexte. Mais les deux vérifications rapides que j'ai pu faire sur ces terrains (dans le massif d'Archeboc, fig. 69, et en Suisse, fig. 71) me suggèrent des conclusions moins négatives. C'est pourquoi, malgré le peu de succès de mes recherches bibliographiques, je rappelle ci-après certains éléments des travaux que j'ai consultés.

A la lecture des descriptions de Fabre (1961) et de Caby (1968, 1974) sur la région du Rutor, je suis resté perplexe. Des termes similaires à certaines formations de l'Antépermien de Bellecôte existent aussi bien dans le prolongement de la zone Vanoise-Mont Pourri ("Permo-Carbonifère" de Caby, 1968) que dans le Rutor ("roches d'apparence monométamorphique", *ibid.*) ou dans la zone houillère (Houiller "moins typique" de la Haute Tarentaise, *ibid.*). Je ne détaillerai pas ici les descriptions des Gneiss du Sapey-Peisey (Ellenberger, 1958, 1966 ; Détraz, 1984). Ceux que j'ai vus (Archeboc, Peisey, Courchevel, Modane) ont souvent des faciès de métagranites porphyroïdes, à grands feldspaths, inconnus plus à l'Est en Vanoise. Mais l'on voit aussi (Courchevel, Peisey) des micaschistes noirs à deux micas, et des roches claires quartzo-albitiques feuilletées associées à des roches vertes sodiques. En somme, toutes ces sous-zones pourraient, avec la même (faible ?) probabilité, être considérées comme possédant du matériel type Bellecôte (fig. 69, et citations ci-dessous).

Extraits des travaux de Fabre (1961) et de Caby (1968, 1974), et remarques.

Fabre (1961) a le premier fait la description détaillée des faciès dans la région du Rutor. Puisqu'il contient notamment de la staurotide, le Rutor aurait valeur de socle métamorphique pour la série houillère. Mais la stratigraphie et la structure du Houiller sont complexes dans cette région. Ne les connaissant guère, je me base sur les descriptions faciologiques minutieuses de Fabre, assorties d'analyses chimiques, pour choisir une possibilité qu'il suggérerait déjà, mais sans la retenir (fig. 69). Les roches albitiques blanches et certaines roches vertes sodiques, qu'il a décrites comme "interstratifiées dans le Houiller", sont exceptionnelles en zone houillère. Du fait de leurs nombreuses similitudes (reconnues par Fabre lui-même) avec l'Antépermien de Vanoise septentrionale, on pourrait les considérer comme antéhouillères. L'association intime avec des faciès houillers normaux, fossilifères ou conglomératiques, pourrait résulter d'un mélange tectonique alpin (?), ou indiquer seulement que du Houiller s'est déposé dessus (?). La région de Peisey au Rutor pourrait avoir été atteinte par la sédimentation stéphanienne seulement, conglomératique ou à schistes gris, sur un socle anténamurien fait de Schistes Noirs (type Bellecôte) et de granites (type Gneiss du Sapey-Peisey), socle à rattacher au Rutor (fig. 69).

Fabre n'envisageait que la zone houillère et son socle. Caby a considéré conjointement celle-ci, le Rutor, et la zone Vanoise-Mont Pourri. De ce fait, et malgré l'imprécision de ses descriptions lithostratigraphiques, je dois le citer plus largement que Fabre.

Dans la partie intitulée "Stratigraphie" de sa note de 1968, Caby a traité successivement : I. du cristallin du Rutor ; II. du Permo-Carbonifère de la zone Vanoise-Mont Pourri ; III. du Houiller. Cet ordre d'exposé me semblait prometteur, puisque je me proposais justement de considérer comme antéhouiller et post-cristallin le "Permo-Carbonifère". Mais des doutes me vinrent à la lecture attentive de cette note et de celle de 1974. Il manquait surtout un lien entre les séries décrites, Caby ne s'autorisant notamment aucune tentative de corrélation entre le Houiller et le "Permo-Carbonifère".

Permocarbonifère de la zone Vanoise-Mont Pourri. Certaines analogies avec les formations de Bellecôte doivent être relevées (1968, p. 97). La série visible débiterait par le "Houiller présumé". Celui-ci consiste en "micaschistes très albitiques, fréquemment charbonneux et pyriteux", avec des "quartzites phylliteux", des "prasinites rubanées", ou "massives" ... "représentant d'anciens sills", dont la description par Caby évoque respectivement les faciès S_M , Q_1 , ϵ , et σ .

Toutefois ces points communs me semblent peu nombreux (et difficiles à préciser davantage, faute de connaître la couleur des roches), au regard des différences, qui sont de plusieurs ordres :

- le métamorphisme alpin aurait été plus sévère (présence de biotite brune fraîche, alpine, dans le Rutor)
- Caby a signalé (1968, 1974) des granodiorites ou des granites "en intrusions laccolithiques et sills" ;
- le Permien présumé est franchement différent, montrant notamment un grand développement de "prasinites" et de "chloritoschistes albitiques" où l'influence volcanique serait forte. Ce caractère volcanique du Permien, déjà noté dans le massif d'Ambin - voir ci-dessus mon résumé des travaux de Gay -, apparaît aussi en Vanoise méridionale selon Ellenberger (1958) et Goffé (1975), et semble plus manifeste encore en Suisse (voir ci-après).

Cristallin du Rutor. A côté des roches polymétamorphiques décrites par Fabre (1961), Caby (1968) a distingué "des roches d'apparence monométamorphique qui diffèrent parfois peu du Permo-Carbonifère". Il cite "par ordre de fréquence décroissante" (ibid. p. 96-97) les faciès suivants : - gneiss albitiques ou chlorito-albitiques - micaschistes noduleux à chloritofde et grenat - micaschistes noduleux chloriteux parfois ankéritiques - prasinites rubanées très riches en épidote - schistes noirs graphiteux alternant avec d'anciens lits gréseux finement varvés - marbres souvent associés aux roches basiques. On pourrait trouver, dans les rubriques soulignées, les équivalents plus métamorphiques (?) des faciès que j'ai indicés Q_1 , ξ , ϵ , S_M (dans le même ordre).

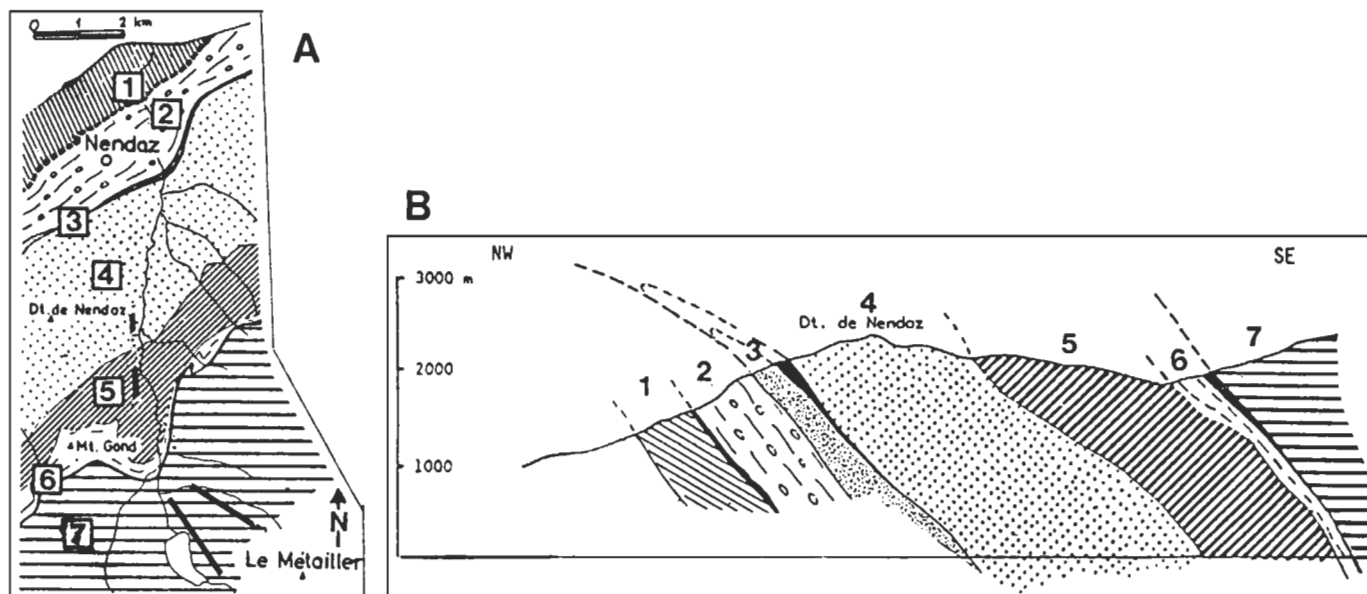


Fig. 71.- La Nappe du Grand-Saint-Bernard au Sud de Sion (point 7 en fig. 68).

A : carte (extrait de Burri, 1983, pl. h.t.) - **segments noirs épais :** coupes que j'ai visitées.

B : coupe (ibid., fig. 3 p. 481)

1 à 7 : Zones (noms en **gras** ci-après). Leurs formations principales sont énumérées ci-dessous, d'après Burri (ibid.), Schaer (1959), et Thélin et Ayrton (1983). Les formations que j'ai vues et échantillonnées sont soulignées. Entre parenthèses sont mentionnés les indices de faciès ou de formations de Bellecôte que je pense équivalents (indices comme en pl. h.t. 1).

- 1 : **Zone Houillère, partie externe :** schistes et grès du Permo-Carbonifère, sous un chapelet de masses triasiques.
- 2 : **Zone Houillère, partie interne :** schistes noirs et quartzites gris, datés du Westphalien, surmontés de quartzites micacés et localement conglomératiques.
- 3 : **Zone triasique Tête des Etablons-Vex :** quartzites triasiques (grisé) et/ou calcaires, dolomies, cornieule (noir). Cette Zone prolongerait la **Zone du Ruitor**.
- 4 : **Zone de Mille :** quartzites souvent très schisteux (r_B), avec conglomérats très grossiers (r_G ?).
- 5 : **Zone de Siviez :** gneiss à deux micas ; amphibolites riches en épidote (ϵ , n) ; métaarkoses ou granito-gneiss clairs à paillettes de biotite verte.
- 6 : **Zone de la Ly :** quartzites albitiques riches en ovaridites, localement conglomératiques ; quartzites alternant avec des conglomérats avec niveaux effusifs acides et basiques (je n'ai pu observer ces niveaux).
- 7 : **Zone du Métailler :** série kilométrique à ovaridites, niveaux calcaires ou bancs carbonatés roux (r_C) ; au-dessus, barre de porphyre quartzifère ; puis encore plusieurs hectomètres de métaarkoses gris-bleuté massives (r_A) et séricitoschistes bleutés albitiques (r_B).

Difficultés terminologiques. Les Zones ci-dessus sont pour Burri "des unités cartographiques dont les roches, souvent assez différentes les unes des autres, sont toujours associées, ce qui laisse présumer d'une longue histoire commune" (p. 470). Mais ensuite, dans ses considérations sur la tectonique, Burri distingue à titre d'hypothèse plusieurs "Nappes" (des plis couchés ? ou nos Unités ?), dont les limites sont parfois au sein d'une Zone (p. 477). On peut donc s'interroger sur la signification précise de cette notion de Zone. Ainsi la Zone de Mille (du Permien ?) semblerait comporter des formations retournées au-dessus de formations à l'endroit.

Corrélations envisagées. En me basant sur les lithologies que je crois avoir reconnues (lors d'un court séjour en Suisse), et sur les âges proposés par Thélin et Ayrton (1983), je propose de voir dans la série "Zone de Siviez + Zone de Mille (p.p.)" un prolongement de la zone Vanoise-Mont Pourri, avec Antépermien et Permien similaires. La "Zone du Métailler", plus interne, ne serait qu'une série permienne plurikilométrique, mal représentée en Vanoise septentrionale, mais probablement équivalente à d'autres Permians de la zone briançonnaise interne (Permien ovariditique d'Entre-deux-Eaux - décrit par Ellenberger, 1958 ; groupe d'Ambin - Gay, 1970 ; Permien de la zone Vanoise près du Ruitor - Caby, 1968 ; Permien de Chasseforêt - Goffé, 1975).

Carbonifère de la zone houillère. Après Fabre (1961 ; évoqué ci-dessus), Caby signale des faciès au Sud du Rutor (1968, p. 98) qui sont "moins typiques" que le Houiller daté : "grès et phyllades mouchetés d'albite renfermant de nombreuses intercalations de prasinite, ainsi que de minces lits quartzo-albitiques probablement d'origine volcanique". D'après la carte de Caby (1968), c'est ce Houiller "moins typique" qui contient les Gneiss du Sapey-Peisey (ex-granites porphyroïdes). Ce dernier fait pourrait être un indice d'ancienneté vis-à-vis du vrai Houiller, qu'aucun granite ne traverse. Je verrais volontiers pour ma part dans ces roches l'équivalent des assises que j'ai indicées A, s, voire s_R , c'est-à-dire les assises les plus récentes de l'Antépermien de Bellecôte. On y trouve les mêmes albites charbonneuses (fig. 23).

Suivant toujours la zone briançonnaise, j'ai visité la région s'étendant du col du Grand-Saint-Bernard à Sion (dans le Valais, en Suisse ; point 7). Après les recherches de Schaer (1959) et de Bearth (1963), des travaux récents de Burri (1983) et de Thélin (1983 ; résumé dans Thélin et Ayrton, 1983) permettent de supposer que :

- la zone houillère se poursuit, avec des assises comparables, mais est de plus en plus étroite (2 km de largeur, ou moins) ;
- elle est surmontée au Sud (côté interne désormais) par un empilement tectonique de plusieurs sous-zones, chacune de puissance kilométrique et à socle antéhouiller, dont les premières ressembleraient au Rutor, ou aux Gneiss du Sapey-Peisey, les plus hautes et les plus internes contenant surtout des conglomérats grossiers et des schistes fins attribuables au Permien ;
- au-dessus en général viendraient les Schistes lustrés.

J'ai parcouru la vallée de Nendaz à Siviez, puis suis monté vers le Métailler (les coupes que j'ai levées sont indiquées par des segments noirs en fig. 71). Le Permien que j'ai vu dans la zone du Métailler, sériciteux, riche en carbonates roux, à ocelles d'albite, a des faciès qui rappellent (en beaucoup plus épais) le banc vert ovarditique et les niveaux calcareux r_C de Bellecôte (cf. IV.3.2). Il est surmonté par un Permien bleuté semblable à celui de la vallée du Ponturin (r_A ou r_B). Les roches vertes rubanées, à passées métriques vert bleuté clair riches en porphyroblastes noirs d'actinote (qui affleurent au bord de la route entre Nendaz et Novelli vers 1650 m) sont similaires aux termes ϵ ou n de la série de Bellecôte, mais seraient dans l'unité (ou la série, ou la zone, ou la sous-zone ?) inférieure. Pour moi, les Zones du Métailler, de la Ly, de Siviez, et de Mille, seraient la continuation vers le Nord d'un domaine à peu près isopique de la Vanoise (fig. 71).

V.2.5. Massifs cristallins plus internes (points 9 et 10 en fig. 68). Conclusions sur les zones internes alpines.

Avec les massifs du Grand Paradis (9) et de Dora Maira (10), les difficultés rencontrées précédemment s'aggravent. Le métamorphisme alpin et les déformations, intenses, rendent plus que douteux tout essai de comparaison avec la série de Bellecôte, et je ne mentionnerai que pour mémoire ce qui pourrait laisser espérer des possibilités

de corrélations. Bertrand (1968) a démontré que le Grand Paradis contient des granites antéalpins, à "contacts progressifs à enclaves" avec des séries plus anciennes. Celles-ci sont parfois riches en prasinites sodiques, rubanées, à épidote (série du Carro), d'autres montrant des schistes noirs (série des Evettes). Pour le massif de Dora Maira, Vialon (1966) a distingué un possible Carbonifère (conglomérats, graphite) au-dessus d'un socle qui "doit être considéré comme une série sédimentaire de type Culm, où s'intercalent des coulées de laves basiques sous-aquatiques". Cette série aurait été "déformée et injectée de granites". Une reconstitution lithostratigraphique de ces diverses séries pourrait éventuellement tirer parti de comparaisons avec Bellecôte, mais l'inverse est actuellement impossible.

Je ne mentionne que pour mémoire les terrains de la zone d'Acceglio. Brièvement évoqués dans une notice de la carte géologique de la France (feuille Guillestre à 1/50 000), ils se présentent sous des épaisseurs trop réduites (par la tectonique alpine) pour qu'on puisse les intégrer à une série. Lefèvre (1982) a décrit près d'Acceglio, plus au Sud-Est, une série siliceuse dont l'essentiel serait d'âge permien.

En conclusion à cette évocation, qui peut sembler décevante, de travaux sur les socles anténamuriens des zones alpines internes, il faut souligner une difficulté générale. La tectonique alpine interdit la plupart du temps d'assurer la continuité des séries, que le métamorphisme rend de plus difficiles à imaginer dans leurs lithologies originelles. Bellecôte serait, si l'on accepte les reconstitutions faites dans ce mémoire, un endroit privilégié. Sur la carte (fig. 68) on notera que ce massif apparaît en "coin" vers le Nord-Ouest, en position externe dans l'arc alpin vis-à-vis du reste des massifs cristallins internes. Ceci expliquerait peut-être le fait que l'on puisse y reconnaître une série ancienne, qui serait moins affectée par les événements alpins. De plus, en considérant la zone houillère comme un graben namurien, et en réunissant par la pensée les deux bords de ce graben, Bellecôte semble proche des massifs cristallins externes. Ceci rend moins surprenantes les similitudes avec la série du Chaillol, au Sud-Ouest du massif des Ecrins-Pelvoux (fig. 72), à une centaine de kilomètres de Bellecôte.

V.3. ANALOGIES DE BELLECOTE AVEC LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.

V.3.1. Datations paléontologiques dans le socle antéhouiller. Allure des couvertures.

La brève présentation qui suit, très partielle, des massifs cristallins externes a pour but principal de souligner des similitudes avec le massif de Bellecôte, ou du moins, avec les propositions défendues dans ce mémoire sur la paléogéographie de Bellecôte du Carbonifère au Trias moyen. Je rappelle que, pour Bellecôte, les faits ou les hypothèses suivants ont été admis :

- a) l'Antépermien n'a montré aucun fossile ;
- b) le Carbonifère supérieur serait absent ;
- c) le Permien peut manquer stratigraphiquement (horsts ?), mais aussi être épais à peu de distance (grabens ?) ;
- d) le Werfénien est absent, lui aussi stratigraphiquement ;
- e) le Trias carbonaté très réduit, à brèches synsédimentaires (et peut-être, confondus avec lui pour l'instant, le Dogger et le Malm - fig. 32) peut reposer directement en discordance angulaire sur l'Antépermien, tout en montrant non loin de là (actuellement) des séries épaisses et complètes de l'Anisien au Carnien, et/ou des gypses (S du col de la Chiaupe, pl. h.t. 4).

Dans les massifs cristallins externes, on connaît des faits similaires.

- a) Sous le Houiller, quatre gisements de fossiles seulement ont été signalés (fig. 72). Gibergy (1968, et in notice de la carte géologique à 1/50 000, Vizille, 1973) est l'auteur de la découverte de deux de ces sites dans le Taillefer (partie sud de Belledonne, point 12 en fig. 72), dont un seul (1968) lui a permis de suggérer un âge : les schistes noirs du Valbonnais (Isère), dont l'aspect rappelle les Schistes Noirs de Bellecôte, "pourraient, avec des réserves, être attribués au Viséen" (ibid.). Giorgi (1979) a décrit des Reitlingérellides dans les Grandes Rousses (13), qu'il a attribués au Cambrien (ils seraient connus du Briovérien à l'Ordovicien ; ibid.). Enfin des acritarches caractéristiques du Viséen ont été décrits par Bellière et Streel (1980) dans le massif des Aiguilles Rouges (15).

Il est moins étonnant, quand on constate la rareté de ces gisements dans des formations soumises à un métamorphisme alpin modéré (anchizone), sans schistosité alpine la plupart du temps, qu'on n'ait trouvé aucun fossile à ce jour dans les formations antéhouillères des zones internes. Bien entendu, cet argument négatif n'est pas à prendre autrement que comme une présomption d'analogie avec la Vanoise.

- b) Le Houiller des zones externes, conservé dans des pincées (grabens écrasés ?) ou sous forme de placages au toit du cristallin, est rare, et mince, notamment par rapport à celui de la zone houillère briançonnaise. Il a fourni des plantes dans la quasi-totalité de ses gisements. Il débiterait en général par du Stéphanien seulement, localement discordant sur un mince Westphalien.
- c) Le Permien, tout aussi rare à l'affleurement, n'existerait que dans des fossés étroits (Allevard, à l'W de Belledonne ; les Rouchoux, dans le Pelvoux).

Fig. 72 (lég.ci-contre)

LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

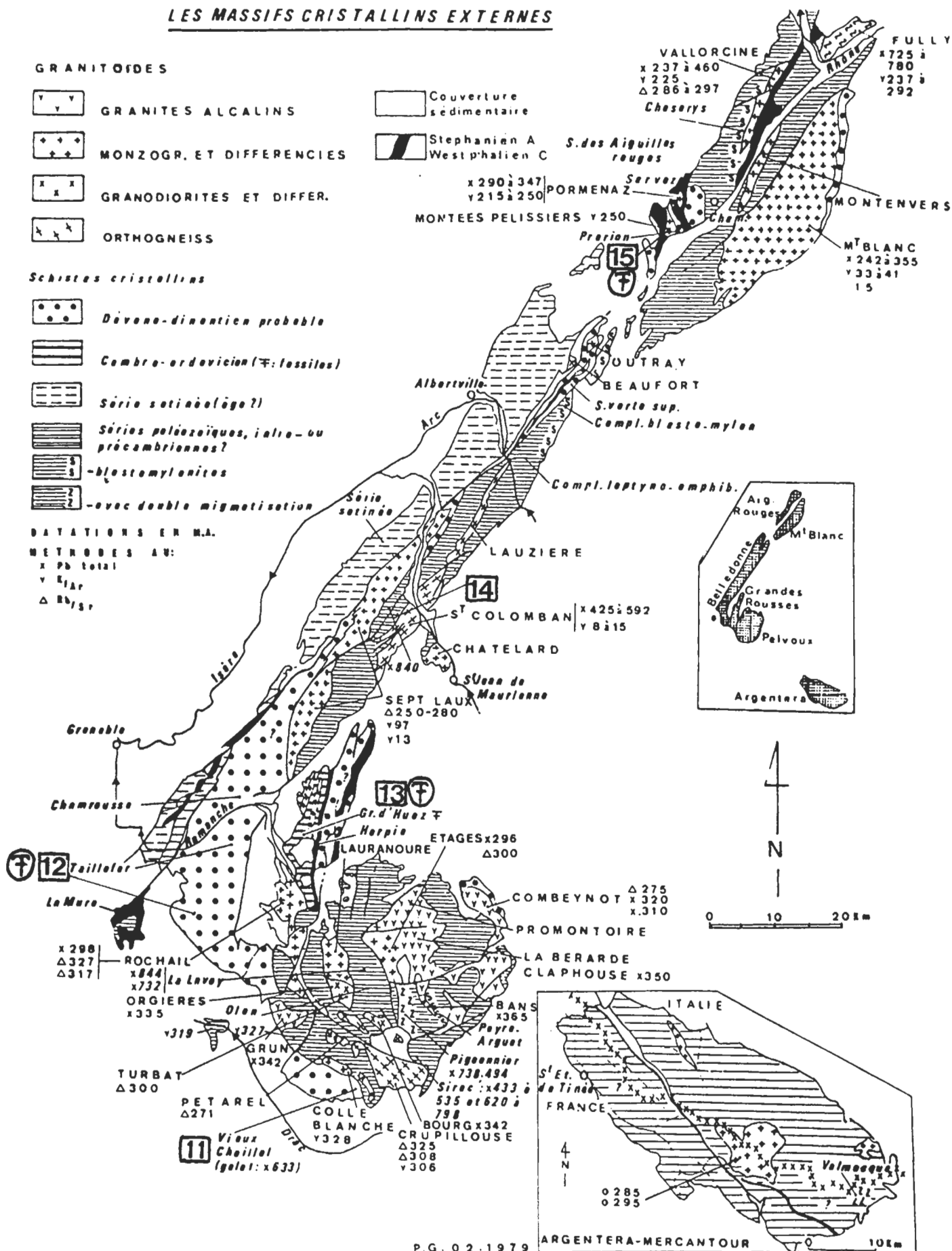


Fig. 72.- Carte des massifs cristallins externes (P. Giraud, 1979) tirée de Debelmas et Kerckhove (1980).

Ajouts.- 11 à 15 : références bibliographiques, comme en figure 68 - pour 11, voir aussi fig. 73, fig. 74, et tabl. 6 - les **sites fossilifères** sont indiqués (12, Viséen (?) du Taillefer ; 13, Cambrien inférieur (?) du Groupe d'Huez dans les Grandes Rousses ; 15, Viséen de Servoz dans les Aiguilles Rouges) - 14 marque un des points où une série semblable à 11 est connue.

Repères chronologiques, selon Debelmas et Kerckhove (1980, p. 23-25) :

- a) couvertures discordantes (Westphalien C, Stéphanien A, Permien, Trias carbonaté, Jurassique) ;
- b) séries analogues au Dévono-Dinantien des Vosges ou du Massif Central, à faciès Culm s.lat. (métagrauwackes, métavolcanites basiques, métavolcanites à caractère initial spilito-kératophyrique, métaconglomérats, calcaire cristallin, micaschistes à grenats, et(?) complexe ophiolitique de Chamrousse) ;
- c) schistes quartziteux du Cambro-Ordovicien (13) ;
- d) formations (gneiss et amphibolites) n'ayant subi qu'une migmatitisation ;
- e) formations ayant subi une double migmatitisation ;
- f) granites, pour la plupart post-tectoniques (i.e. viséo-namuriens) ;
- g) datations radiométriques, qui montrent trois fréquences privilégiées, autour de 350 m.a., 300 m.a., 250-210 m.a., le dernier groupement (permo-triasique) pouvant correspondre à un rajeunissement alpin ou à une mise en place pendant cette période (granite hypovolcanique du Combeynot, d'âge permien ?).

Remarques. Cette énumération, par son caractère hétéroclite, témoigne de la difficulté des datations. Les mêmes problèmes se posent à l'Ouest, dans le Massif Central, et à l'Est, dans les socles des zones internes.

Le Sud-Ouest de l'Oisans (point 11) montre une série analogue à celle de Bellecôte. Cette série du Vieux Chaillol (fig. suiv.) fait partie des séries dites sur cette carte "dévono-dinantiennes", les moins métamorphiques de ces socles. Elles seraient selon certains (dont P. Bordet, in notice de la feuille Vizille à 1/50 000, 1973) analogues à la série de la Brévenne (Peterlongo, 1960) dans l'Est du Massif Central, et se suivraient également en Suisse jusque dans le massif de l'Aar. D'autres (Carme, 1970 ; Scarenzi et al., 1985) font de certaines formations des mêmes séries, dont les ophiolites de Chamrousse, du Cambrien, voire du Briovérien.

La seule datation paléontologique donnée sans réserves par ses auteurs (Viséen des Aiguilles Rouges) concerne une formation de phyllades quartzo-sériciteux (analogues aux schistes de la série satinée de cette carte ?), qui n'ont semble-t-il guère d'équivalents dans les schistes noirs de Belledonne ou de Bellecôte. La datation moins précise des Grandes Rousses (13) concerne également des sédiments peu ressemblants avec ceux de Bellecôte. Seule la datation, très imprécise, du site 12, intéresse des schistes noirs pouvant être similaires à ceux de Bellecôte. Mais je ne connais que leur teinte, et ignore tout de leur chimie ou de leur minéralogie.

- d) Le Trias inférieur gréseux (Buntsandstein, et son possible équivalent dit Werfénien) est absent. Cela révèle un comportement de zone haute, que les massifs cristallins externes possédaient déjà auparavant (b) et c)), et auraient gardé longtemps par la suite (e)).
- e) La mer mésozoïque semble avoir été profonde et permanente à l'Ouest (épaisse série de calcaires et marnes, du Lias au Crétacé supérieur, de la zone dauphinoise). Mais elle n'aurait peut-être pas souvent couvert certaines portions des massifs cristallins externes. Par places (Laffrey, Rochail, sommet du Pelvoux), on connaît des témoins d'une sédimentation marine lacuneuse, de mer peu profonde, au Trias, au Lias, au Jurassique, et jusqu'au Crétacé moyen. Les faciès du Trias que j'ai vus dans le Taillefer (point 12, Lac Fourchu), évoquent le Trias supposé autochtone des Creux Noirs (t_D - t_C - t_B , pl. h.t. 2) : il y a des brèches synsédimentaires, à ciment dolomitique roux et éléments figurés anguleux de calcaires fétides noirs ou gris, témoignant de mouvements du substratum cristallin. Quelques kilomètres à l'Ouest, on connaît par contre des gypses épais à Champ-sur-Drac.

Il serait imprudent de chercher une ressemblance avec Bellecôte après le Dogger, âge supposé du dernier épisode continental connu dans la sédimentation mésozoïque de la zone briançonnaise. Par la suite, la sédimentation briançonnaise prend un caractère marin franc, avec probablement une forte épaisseur d'eau (de l'ordre de 1 000 m, selon Broudoux et al., 1984). Mais, sur bien des points, il y aurait des analogies à développer entre le comportement des massifs cristallins externes et celui des socles de la zone briançonnaise interne du Carbonifère jusqu'au Dogger, peut-être jusqu'au Malm si l'on considère la zone d'Acceglio, qui semble présente en Vanoise (Raoult et al., 1984).

Les grands traits de la géologie du socle ont été rappelés par Debelmas et Kerckhove (1980). La carte tirée de cette synthèse, carte due à P. Giraud (fig. 72), permet de situer les points évoqués (j'ai rajouté les mêmes numéros qu'en fig. 68). On notera l'importance cartographique des granites, pour la plupart hercyniens tardifs (Viséen ou Namurien). Les formations antérieures, très fréquemment écrasées lors de l'orogénèse hercynienne le long de couloirs mylonitiques NE-SW, ont parfois pu être rapportées à l'Antécambrien (migmatitisations répétées), plus souvent au Paléozoïque anté-Carbonifère supérieur sans autre précision.

V.3.2. Les séries antéhouillères à schistes noirs et métaspilites du Vieux Chaillol (point 11 en fig. 68) et de Belledonne (points 12 et 14).

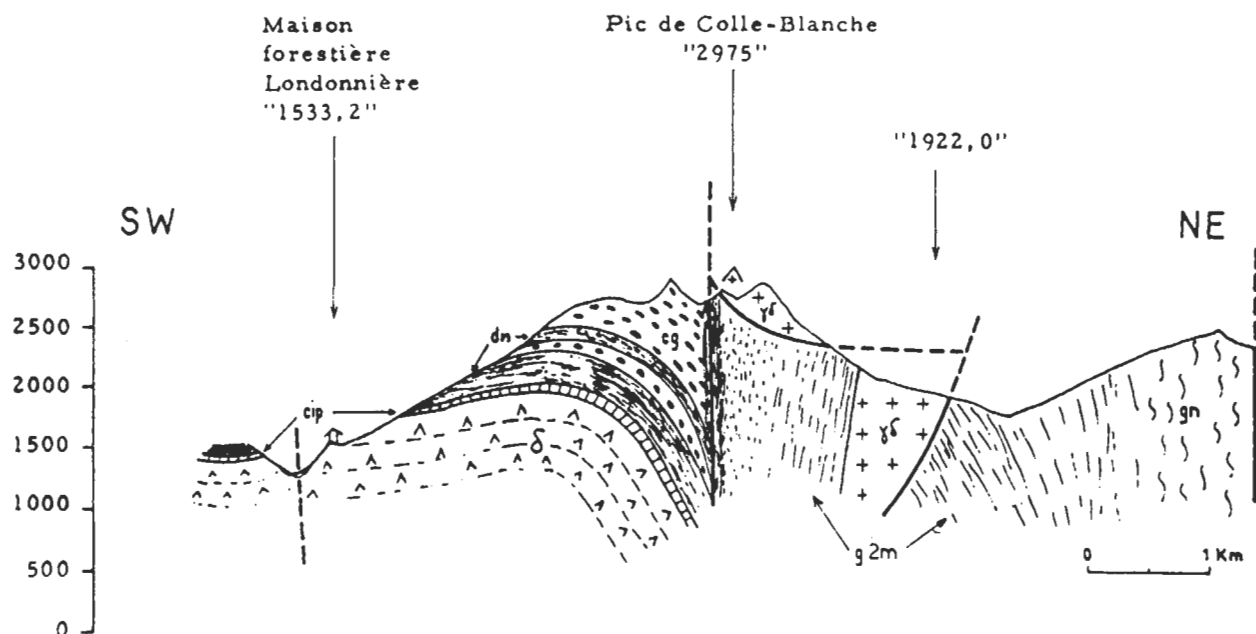
Parmi les séries classées comme dévono-dinantiennes (fig. 72), Le Fort (1973) a décrit celle du Vieux Chaillol (11). Cette description lithostratigraphique constitue pour mon propos une heureuse exception, beaucoup d'études sur ces massifs ayant privilégié l'approche pétrologique au détriment, à mon sens, des hypothèses lithostratigraphiques et structurales. Il s'agit comme pour Bellecôte d'une reconstitution lithostratigraphique, où les inconnues restent nombreuses (fig. 73). Malgré un vocabulaire différent de celui que j'emploie pour décrire la série de Bellecôte (ces différences

pourraient résulter d'un métamorphisme apparemment plus prononcé), les similitudes **lithostratigraphiques** et **chimiostratigraphiques** méritent d'être rapidement évoquées ici. La figure 73, tirée de Le Fort (1973), et le diagramme de la figure 74 (Le Fort et Ehrström, 1969), doivent être comparés aux figures 33 et 42 de ce mémoire. Les principales corrélations proposées font l'objet du tableau 6.

Cette série à schistes noirs, métaspilites, et métakératophyres, peut se suivre dans le Valbonnais (Gibergy, 1968) et dans le Taillefer (12), puis dans Belledonne au Nord de la Romanche (d'après Le Fort, 1973 ; voir aussi les feuilles Vizille, Domène, et Saint-Jean-de-Maurienne, de la carte géologique de la France à 1/50 000). Les schistes noirs, les conglomérats, et le niveau de cipolin (fig. 73) sont les niveaux-repères le plus souvent invoqués pour prolonger la série du Vieux Chaillol. Par exemple, ces trois formations sont connues dans le Taillefer (12) ; les schistes noirs et les conglomérats sont cartographiés près de Saint-Colomban-les-Villards, plus au Nord (14).

Si l'on étend l'hypothèse émise pour la série de Bellecôte d'un cadre océanique distal (avec forte épaisseur d'eau ? sous la C.C.D. ?), il reste à rendre compte des cipolins (**cip** en fig. 73) et des conglomérats (**cg**) qui n'apparaissent pas dans Bellecôte. Les gneiss à deux micas (**g2m**) semblent plus récents. Leurs équivalents dans la série de Bellecôte pourraient simplement ne pas avoir été préservés lors de l'érosion anté-permienne.

- Les cipolins se présentent en lentilles ou en bancs discontinus de quelques mètres d'épaisseur totale, près de la base des "dalles-noires". Plutôt qu'un dépôt de plate-forme carbonatée, je proposerais de les considérer comme des produits hydrothermaux sous-marins. En effet, si l'on admet les corrélations suggérées avec Bellecôte (tabl. 6), ces cipolins seraient à peu près à la même hauteur (litho-)stratigraphique que la base des Schistes Noirs. Ils pourraient représenter ainsi une expression différente de la coupure que je décris à ce niveau (cf. II.1.5.c). Je les paralléliserais volontiers avec les niveaux "anormaux" minéralogiquement (carbonates, roches hyper-siliceuses) et chimiquement ($K_2O > Na_2O$, perte au feu élevée) de la base des Schistes Noirs (voir par exemple les analyses de faciès notés **q2** et **$\sigma/q2$** en annexe 1, ou la rubrique **σ/s_N** du § II.1.4).
- Les conglomérats semblent interstratifiés dans la moitié supérieure des "dalles-noires", en lentilles hectométriques. Le Fort (1964, 1973) ne les a pas considérés comme jalonnant une discordance. Il a suggéré que cette assise serait le résultat de l'érosion d'un relief proche, pour expliquer le volume de certains galets (dépassant 10 m^3). Cette interprétation s'accorde mal avec mon hypothèse d'un contexte géodynamique océanique distal.



- Coupe schématique montrant la bordure nord-orientale de la zone corticale, l'insertion du granite de Colle-Blanche et le passage aux gneiss du noyau. La coupe est faite à la hauteur du vallon Londonnière.

δ : amphibolites	gn : gneiss
cip : cipolins	g2m : gneiss à deux micas
dn : "dalles-noires"	γδ : granite de Colle-Blanche
cg : conglomérats	

Fig. 73.- Coupe dans la série du Vieux Chaillol (SW du massif des Ecrins-Pelvoux) par Le Fort (1973, fig. 8 p. 43). Point 11 en figure 68.

Légende et explications de P. Le Fort.-

g 2m : Vers l'Est, le contact de ces gneiss à deux micas avec le granite de Colle Blanche est brusque, mais non tectonique. Ces gneiss, roussâtres, ont une foliation régulière. Leur texture presque équiaxe, à grain millimétrique, et leur composition rhyolitique (cf. fig. 74), les distinguent des roches suivantes (à grain plus fin, et plus sodiques). Vers l'Ouest, une progression continue (sur d'autres coupes que celle-ci) fait passer de ces gneiss à deux micas aux horizons conglomératiques.

cg : a) au sommet : roches verdâtres claires (ex-quartzites, grès, arkoses, ou grès micacés), à passées microconglomératiques. Les intercalations de micaschistes noirs sont moins fréquentes que sous le conglomérat.

cg : b) à la base : formation conglomératique du Vieux Chaillol, passant vers le haut à des quartzites et microconglomérats à lentilles de calcite. On y trouve également des horizons de micaschistes carbonés interstratifiés. Sa puissance totale est d'environ 700 m. Le volume des galets (granite ou gneiss œillés, leptynites à grain fin, porphyroïdes à allure rhyolitique, quartz, possibles galets mous schisteux noirs) peut atteindre plusieurs m³.

dn : formation essentiellement schisteuse (micaschistes grenatifères carbonés à deux micas) nommée "dalles-noires". Le passage au conglomérat semble se faire en continuité par une augmentation rapide des passées gréseuses et microconglomératiques. De même vers le bas apparaissent des niveaux de chloritoschistes et d'amphibolites. Sa puissance est de 100 à 300 m.

cip : Un banc de cipolin de quelques mètres, très continu, marque grosso modo la base des "dalles-noires".

(suite ci-contre)

(suite de la légende de la figure 73)

- δ : une formation très variée composée d'alternances de micaschistes, chloritoschistes, leptynites et amphibolites avec quelques bancs de quartzites (300 m de puissance) passe en continuité avec - les amphibolites beaucoup plus massives qui forment la base visible des affleurements. On y rencontre encore des passées schisteuses, des horizons de micaschistes compacts albitiques, et surtout, vers le sommet, des bancs de leptynites interstratifiés d'épaisseur variable, rarement supérieure à quelques mètres (Puissance : plus de 400 m).

Notes sur la légende reproduite sous la figure.

La "zone corticale" est définie par Le Fort comme la partie périphérique du massif des Ecrins-Pelvoux, où les formations, moins métamorphiques (faciès des amphibolites, sans migmatisation, comme ici), sont attribuables à une série dévono-dinantienne (cf. fig. 72).

Le "noyau", situé au cœur géographique du massif, serait un bâti migmatitique plus ancien, pro parte précambrien (représenté par les gneiss *gm*, ici).

L'histoire hercynienne antéhouillère du massif s'achèverait par la mise en place de granites, dont celui de Colle Blanche daté radiométriquement à 328 m.a. (fig. 72), soit vers la fin du Viséen.

J'ai pu me rendre compte sur l'arête sud du Vieux Chaillol de la similitude d'aspect entre les "dalles-noires" et les Schistes Noirs de Bellecôte, avec notamment la présence de passées grises à grain fin plus feldspathiques, et l'abondance générale de pyrite. La lithostratigraphie d'ensemble, et la géochimie (fig. 74) peuvent appuyer cette analogie. En admettant qu'on a bien des schistes noirs et des roches vertes de mêmes âges que dans Bellecôte, plusieurs différences restent à expliquer. Les cipolins (*cip*), les conglomérats (*cg*), et les gneiss sommitaux (*g 2m*) sont inconnus dans Bellecôte (fig. 33).

Le métamorphisme hercynien a atteint le stade des amphibolites (Le Fort signalait du disthène), suivi par un épisode rétro-morphique dans le faciès des schistes verts. Ce dernier épisode serait lié à la mise en place du granite de Colle Blanche.

La tectonique hercynienne est également pluriphasée, avec une première phase à plis couchés, et étirements intenses (foliation, rapport L/l atteignant 10 dans certains galets).

Donc, comme dans Bellecôte, il est délicat d'assurer les liaisons stratigraphiques.

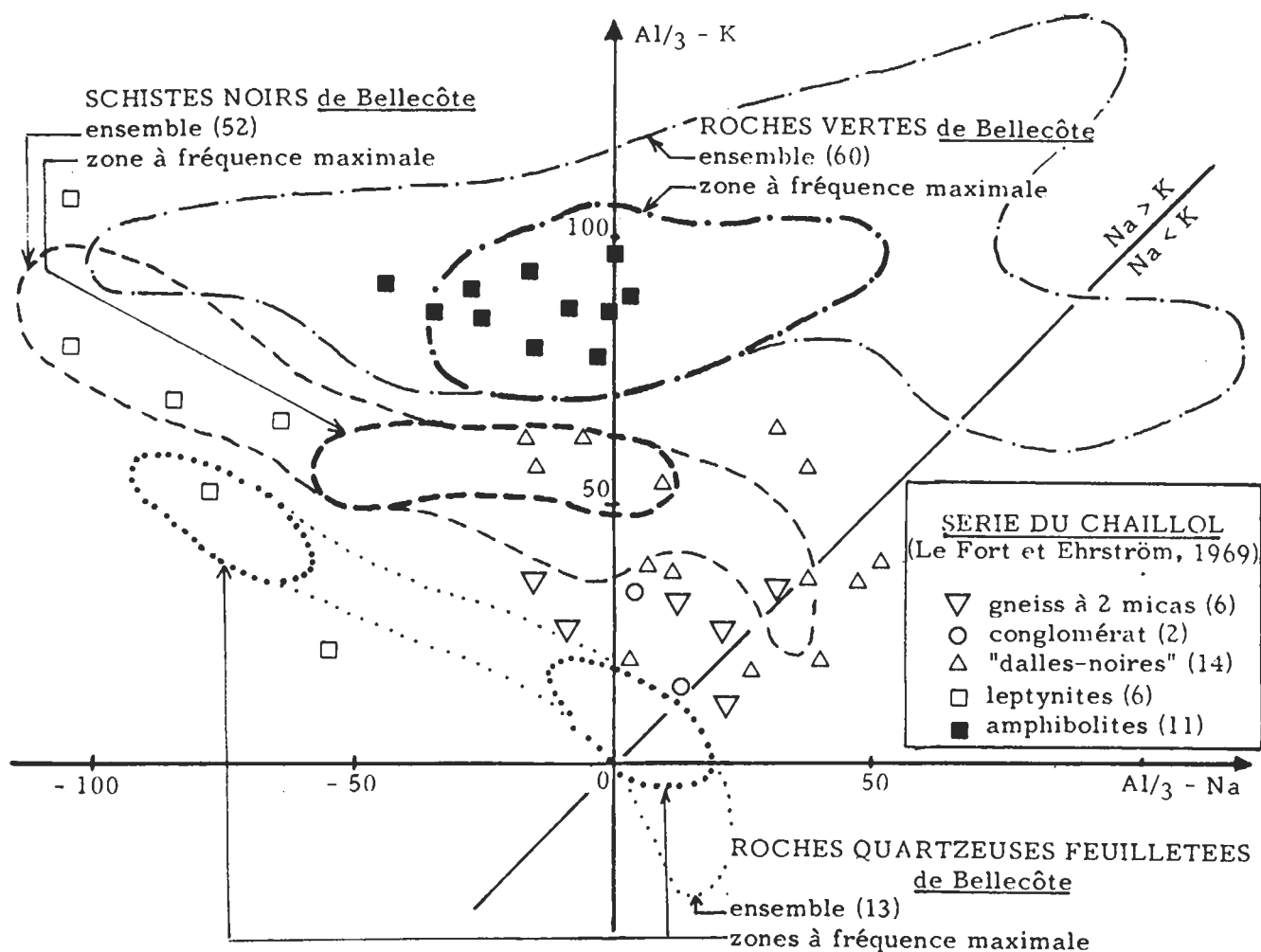


Fig. 74.- Caractères géochimiques des roches de la série du Vieux Chaillol (point 11 en fig. 68 ; d'après Le Fort et Ehrström, 1969). Comparaisons avec l'Antépermien de Bellecôte (ce mémoire, fig. 42, et chap. III).

Les divers symboles représentent les analyses de Le Fort et Ehrström. Les contours correspondent aux analyses utilisées dans ce mémoire (le même diagramme géochimique est utilisé en figure 42). Les nombres d'échantillons sont rappelés (entre parenthèses). Contrairement à ces auteurs, je n'ai pas retenu les analyses concernant des séries d'autres massifs (Belledonne, Massif Central), faute de données précises sur les lithostratigraphies de ces séries.

Il existe des similitudes entre les formations lithostratigraphiquement comparables : - les Schistes Noirs de Bellecôte sont des sédiments sodiques, comme certaines "dalles-noires" du Chaillol (points figuratifs proches de l'axe vertical, ou à sa gauche) - certaines roches vertes de Bellecôte, comme les amphibolites du Chaillol, sont spilitiques (points à gauche de l'axe vertical) - certaines roches quartzeuses de Bellecôte sont sodiques, comme les leptynites du Chaillol (points éloignés de l'origine vers la gauche).

Cependant il faut aussi relever quelques différences : - les gneiss à deux micas et les conglomérats du Chaillol n'ont pas d'équivalents évidents dans Bellecôte d'après ce diagramme (ni au plan lithostratigraphique : cf. fig. 73) - entre faciès comparables (soulignés ci-dessus), les répartitions ne sont pas identiques ; ainsi les amphibolites et les leptynites seraient plus sodiques que leurs équivalents dans Bellecôte ; les "dalles-noires" le seraient moins.

Enfin divers facteurs rendent les comparaisons délicates : - la zonation chemostratigraphique proposée pour la série de Bellecôte ne peut être que partiellement corrélée avec une éventuelle zonation dans la série du Chaillol ; en effet Le Fort et Ehrström n'ont pas scindé les amphibolites, ni les leptynites, en classes selon leur position dans la série ; défaut symétrique de mon mémoire, aucune distinction chimique n'est tentée entre les divers faciès de Schistes Noirs (chap. III) - les nombres d'analyses sont disproportionnés : 125 pour Bellecôte, contre 39 pour le Chaillol, dont seulement 31 concernant des faciès lithologiquement comparables ; la relative faiblesse de ce dernier effectif pourrait suffire à expliquer la moindre dispersion des points figuratifs du Chaillol - ce seul diagramme n'offre qu'une vision très partielle des compositions chimiques, et d'autres comparaisons, dans d'autres diagrammes, seraient nécessaires (avec comme paramètres le fer et le titane, notamment).

Tabl. 6.- Analogies entre la série antéhouillère du Vieux Chaillol et la série antépermienne de Bellecôte.

SERIE DU VIEUX CHAILLOL (Le Fort, 1964, 1973 ; Le Fort et Ehrström, 1969 (notations de la fig. 73)	SERIE DE BELLECOTE (ce mémoire) (notations de la fig. 33)	Caractères communs et/ou interprétations communes possibles
g 2m	(pas d'équivalent connu)	(volcanisme acide ; Vieux Chaillol seulement)
cg à galets sialiques	A, s, s_R, à zircons sialiques	détritisme d'origine sialique intercalé dans le sommet des schistes noirs (ci-dessous)
dn, et passées amphibolitiques	s_N, s_G, et σ/s_N (sills ?)	sédiments fins sodiques, riches en matière organique, en pyrite, et en albite détritique
cip (quelques mètres)	σ/q₂, σ/s_N (éch. G83110)	coupure lithologique (lacune ?) avec carbonatations (hydrothermalisme sous-marin prolongé ?)
δ, et leptynites quartzo-feldspathiques	q₂, s_v, n, premiers Schistes Noirs (II.2) ----- ε, q₁, q_p	- passées acides plus fréquentes vers le sommet, avec premières intercalations schisteuses noires - compositions de spilites et de quartz - kératophyres sodiques
socle (formations de La Lavey) à plusieurs migmatitisations	ξ à grenats antéalpins ?	socle polymétamorphique ?

Rapports avec les granites.

En zone briançonnaise (Bellecôte), des formations similaires, à s_N, à q₁, et à ε, semblent au contact de granites, avec lesquels elles composent les Gneiss du Sapey-Peisey (ξ). Ces granites sont peut-être hercyniens tardifs.

Dans le Vieux Chaillol, les granites de Colle Blanche, d'âge Viséen (328 m.a., en fig. 72) sont postérieurs à g 2 m.

Donc les séries de Bellecôte et du Vieux Chaillol auraient aussi en commun d'avoir été formées avant les granitisations tardi-hercyniennes.

J'ai visité des affleurements décrits par Le Fort en 1964 (Baisses du Chaillol) : la déformation, cette fois hercynienne (s.l.) pour l'essentiel qu'on en voit, semble au moins aussi forte que la déformation alpine de phase 1 en Vanoise. Le Fort (1973) a signalé que cela rend difficile l'appréciation des caractères sédimentologiques du conglomérat. Les galets de granite ou de migmatites y sont nombreux (l'un deux ayant fourni l'âge "U/Pb sur zircons" de 633 m.a. ; fig. 72), mais leur élongation par la tectonique hercynienne atteint fréquemment le rapport 10/1.

Il n'est donc guère question d'y trouver des galets striés. Je veux par là introduire ma propre hypothèse, totalement gratuite : je serais tenté d'y voir des apports par des glaces flottantes détachées d'un continent. On connaît de tels blocs au fond de l'Océan Indien méridional, issus de l'Antarctique. Dans cette conception (très romantique), le contexte sédimentaire fin de schistes noirs, et le caractère océanique du chimisme des roches vertes, seraient compatibles avec la taille des galets.

Dans Bellecôte, on n'aurait pas ces conglomérats, seulement peut-être les niveaux, tels l'assise A, riches en zircons d'origine sialique. Quant aux glaces, elles ne sont que quaternaires.

V.3.3. Possibilité d'un âge siluro-ordovicien pour les séries à schistes noirs de Bellecôte et du Vieux Chaillol.

Cette conclusion spéculative est un compromis (au moins chronologique) entre les positions de Gibergy et al. (1970), et celles de Carme (1975) ou de Scarenzi et al. (1986). Ces auteurs font des comparaisons avec les séries antéhouillères des Vosges (pour les partisans d'un faciès Culm d'âge dévono-dinantien) ou du Massif Central (pour les tenants du Cambrien, voire du Briovérien). Je n'évoquerai pas ici ces deux régions (voir seulement au VI.5.3), mais rappellerai simplement une hypothèse récente de Sider et al. (1986) : la série de la Brévenne (Monts du Lyonnais, à l'Ouest de Lyon), à caractères océaniques, ainsi que les métaspilites des Alpes, pourraient être des traces d'un domaine océanique postérieur à l'orogénèse calédonienne, et d'âge silurien p.p..

Avec les caractères des Schistes Noirs (matière organique et pyrite abondantes, nature originelle probable de sédiment fin), cela pourrait fort bien convenir. Les sédiments anténamuriens fins, noirs, pyriteux, riches en matière organique, sont abondants en effet dans l'Ordovicien et le Silurien des Ardennes à la Sicile, et de la Provence au massif armoricain (c'est le faciès par excellence où l'on trouve les graptolites). Certes les sédiments de plate-forme de tous ces domaines ne sont pas transposables sans précaution à un contexte océanique distal et profond (?), point qui serait à étudier en comparant les schistes noirs à certains shales actuels.

Quant aux blocs apportés par les glaces dont j'ai osé l'hypothèse ci-dessus, je ne sais s'il faudrait inventer une nouvelle glaciation ordovicienne pour les créer.

V.4. CONCLUSIONS AUX TENTATIVES DE CORRELATIONS.

Les comparaisons faites dans ce chapitre sont à la fois décevantes et encourageantes. L'âge de l'Antépermien de Bellecôte ne peut être assuré. Il est toutefois probable qu'il s'agit de formations plus anciennes que le Houiller (V.1). L'hypothèse faisant de la Vanoise un socle émergé à l'Est du fossé houiller dès le Namurien paraît raisonnable, dans le contexte continental, à tectonique distensive, proposé pour cette région au Carbonifère par les spécialistes de la sédimentation houillère (Fabre, 1961 ; Courel et al., 1986).

La prolongation de la série antépermienne de Bellecôte est à peu près assurée dans les massifs immédiatement voisins, du Grand Bec, au Sud, du Mont Pourri et d'Archeboc, plus à l'Est. Plus loin, mais en restant dans la partie interne de la zone briançonnaise, un fait semble général, à savoir l'absence de Carbonifère supérieur entre Antépermien (donc, Antéhouiller) et Permien et/ou Trias. Il n'y pas à ce jour (V.2) de description de série antépermienne rappelant celle que je propose (fig. 33). Cette absence pourrait être imputée à la complexité de l'édifice tectonique alpin, ou à l'intensité des métamorphismes alpin ou hercynien.

Mais cela pourrait résulter aussi de l'esprit dans lequel certaines recherches antérieures ont été menées sur ces "socles", privilégiant une approche pétrographique fine (et le vocabulaire associé) au détriment des hypothèses lithostratigraphiques. Un document cartographique à grande échelle, à vocation pourtant non stratigraphique (fig. 70), montre une succession de faciès, en Vanoise méridionale, qui pourrait être corrélée approximativement avec une partie de la série de Bellecôte. Des vérifications sur place seraient souhaitables. Les vérifications que j'ai pu opérer moi-même, d'après des descriptions antérieures (Archeboc, Suisse), m'ont convaincu du caractère non exceptionnel de la série de Bellecôte, ou du moins de certaines de ses assises.

Des comparaisons sont également tentées avec les zones externes des Alpes. Quelques éléments (V.3.1) suggèrent des analogies (à approfondir) entre les comportements récents (silésiens à triasiques) des massifs cristallins internes (dont Bellecôte) et les massifs cristallins externes. Mais on peut aussi soupçonner une certaine continuité, ou une forte proximité, et ce dès avant le Carbonifère supérieur, entre les "socles" de part et d'autre de la zone houillère. C'était l'idée de Caby (1968) à propos du Rutor (comparé avec Belledonne), ou celle de Vialon (1966) sur le massif de Dora Maira (où existeraient des formations antéhouillères proches de celles du Massif Central).

Les faits présentés dans ce mémoire vont dans le sens de cette dernière idée. La similitude, lithostratigraphique et chimiostratigraphique, entre l'Antépermien de Bellecôte (Vanoise septentrionale) et l'Antéhouiller du Vieux Chaillol (massif des Ecrins-Pelvoux) mérite au moins d'être soulignée. En admettant les hypothèses

de ce mémoire sur le cadre géodynamique de la série de Bellecôte, on pourrait se livrer à des reconstitutions plus vastes (mais peu solides, en l'état des connaissances). J'ai consulté également les travaux sur d'autres régions, le Massif Central et les Vosges notamment. On se reportera à la fin du chapitre VI pour une évocation sommaire du résultat de ces recherches.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS

VI.1. DOCUMENTS PRODUITS.....	233
VI.2. L'ANTEPERMIEN DE BELLECOTE.....	234
VI.2.1. Caractères de la série, cadre géodynamique.....	234
VI.2.2. Age de cette série antépermienne.....	235
VI.3. COUVERTURE PERMIENNE ET TRIASIQUE.....	236
VI.4. STRUCTURES.....	237
VI.5. PROLONGEMENTS ET COMPLEMENTS POSSIBLES.....	239
VI.5.1. Phénomènes actuels et récents.....	239
VI.5.2. Les phases alpines.....	239
VI.5.3. Age de la série antépermienne.....	240

CHAPITRE VI - CONCLUSIONS

VI.1. DOCUMENTS PRODUITS.

Ce mémoire n'a pas la vocation de constituer une étude géologique complète. Néanmoins, il est probablement déjà trop fourni pour qu'un lecteur non familier avec la géologie de la Vanoise puisse se faire rapidement une idée des différents résultats obtenus. Avant d'énumérer mes conclusions, je rappelle ci-après les numéros des principales illustrations synthétiques, et les teneurs de divers documents complémentaires.

Détaillées et discutées à la fin de chaque chapitre, les hypothèses et conclusions essentielles sont exposées plus brièvement dans les légendes des figures suivantes : 33 (lithostratigraphie de l'Antépermien) - 48 (géochimie des roches vertes) - 49 (découpage structural) - 68 (séries antépermiennes similaires des Alpes) - 73 (le plus suggestif des exemples de telles séries). En outre les planches hors-texte 1 et 5 donnent des vues interprétatives d'ensemble, sous forme de cartes et de coupes, du massif de Bellecôte et de son voisinage.

D'autres documents ont été élaborés au cours de ces recherches, plus concis que ce mémoire. J'ai été initié à la géologie de la Vanoise en décrivant la vallée du Ponturin (mémoire de D.E.A., Lille ; Guillot, 1982 - non publié), soit le quart NE du massif. Quelques faits alors relevés sont ici interprétés de façon bien différente, concernant ce que je nommais le Carbonifère. J'attribuais encore cet âge à l'Antépermien de Bellecôte dans un bref résumé soumis à la Réunion Annuelle des Sciences de la Terre de Bordeaux (Guillot, 1984), où je décrivais sommairement la succession lithologique visible à Plan Richard. L'essentiel des observations sur le Permien de la Roche de Mio et du Flanc Inverse figure dans une note publiée dans les Annales de la Société géologique du Nord (Guillot et Raoult, 1984 - le terme de Carbonifère y était encore utilisé). Les données géochimiques du chapitre III du présent mémoire ont été rassemblées dans une publication récente (Guillot et al., 1986) cosignée par A. Ploquin, J.F. Raoult, et M.D. Peruccio-Parison. Toutes précisions sur les analyses sont accessibles au public, sous forme de fichier informatique (cf. annexes 1 et 2).

Le présent travail, patronné par J.F. Raoult, a été fait en coordination avec J. Debelmas (Grenoble) et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Orléans), dans le cadre de l'élaboration de la feuille Moûtiers (carte géologique de France à 1/50 000), dont la sortie est prévue pour 1987. Les missions de terrain ont donné lieu à des rapports préliminaires annuels de quelques pages chacun (1981, 1982, 1983, 1984, 1985). Non publiés, ils peuvent être consultés à la bibliothèque du Parc National de la Vanoise (rue du D^r Julliard, Chambéry, Savoie, France). Pendant mes séjours en Vanoise, je bénéficiais du soutien financier et matériel de cet organisme et de son Conseil Scientifique, assorti d'un permis de prélèvement d'échantillons. Enfin mon patronyme est désormais gravé dans la pierre, A. Pachoud (P.N.V.) m'ayant fait l'honneur de le citer sur la table d'orientation géologique en couleurs et en béton armé installée (en 1984 ; le mot "Carbonifère" y figure) sur le parking du refuge de Rosuel.

VI.2. L'ANTEPERMIEN DE BELLECOTE.

Le massif de Bellecôte contient une série antépermienne non datée, dont le Carbonifère supérieur (Silésien) serait absent. Cette idée s'oppose à des hypothèses antérieures (Ellenberger, 1958 ; Raoult, 1980b ; Peruccio-Parison, 1984 ; Guillot et Raoult, 1984) mais rejoint les conclusions de Gay (1970), de Bocquet (1974a à c), ou de Dambrine et Langaney (1980).

VI.2.1. Caractères de la série, cadre géodynamique.

Une succession lithologique y est reconnue (II.1) et on décrit ensuite des successions analogues ou complémentaires dans plusieurs coupes du massif (II.2., II.3.) et de massifs voisins (fig. 62 et 70) ou plus éloignés (fig. 68 et 72). Dans Bellecôte, la polarité de cette série est estimée (fig. 33) en tenant compte du fait que certains termes de cette succession sont plus souvent au contact des assises de couverture (le Permien et/ou le Trias).

Les schistes charbonneux qui composent grosso modo la moitié supérieure de cette série antépermienne (Schistes Noirs, en fig. 33) ne présentent, hormis la couleur, aucun des caractères du Houiller banal des Alpes. Il s'agirait d'assises volcano-sédimentaires, pélitiques ou argileuses par leur granulométrie originelle, dont la teneur élevée en sodium montrerait qu'elles sont issues ou dérivées, sans modification chimique notable, d'un volcanisme ou d'un matériel volcanique proche. Ces Schistes Noirs sont riches en passées (sills ?) de metabasites à composition de tholéiites (fig. 48) pouvant évoquer les actuelles tholéiites des zones océaniques, voire des rides médioocéaniques.

La moitié inférieure de la série (masse magmatique médiane, et partie inférieure de la série, en fig. 33) évoque aussi, par sa géochimie, un contexte océanique, mais plutôt du type bassin marginal. Il s'agit surtout de métaspilites, à composition encore tholéiitique quoique moins riches en titane que les précédentes (d'où le contexte suggéré de bassin marginal), accompagnées de roches très acides en passées stratoïdes. Chimiquement ces dernières se rapprocheraient de grès purs, mais rien n'indique une telle origine dans leurs textures. Au contraire une possible cheminée de telles roches acides est décrite (fig. 19) où la texture préservée, de type microgranitique, est celle d'une roche magmatique. Les indications fournies par la typologie des rares zircons dégagés de ces roches acides vont dans le même sens (III.4.5). De tels faits permettent d'attribuer à une spilitisation, localement très poussée (silicifications secondaires des roches acides, chloritisations et carbonatations des roches vertes), la responsabilité d'anomalies chimiques, dont l'excès de silice, ou les variations des teneurs en alcalins. Cette spilitisation serait due à un hydrothermalisme sous-marin. Il faut sans doute y voir une cause de la rareté des textures magmatiques préservées.

Les niveaux chimiquement les plus modifiés par cette probable spilitisation sous-marine sont à la base des Schistes Noirs ou au sommet des assises acides antérieures (fig. 14B, tabl. 2, tabl. 3), où existent aussi des faciès pouvant résulter d'accumulations dans la chambre magmatique. De tels indices suggèrent l'existence de lacunes à ce niveau, par arrêt des dépôts volcanogènes permettant un effet accentué de l'hydrothermalisme (ralentissement de l'activité magmatique ? sédimentation initiale lente des Schistes Noirs ?). Cette coupure lithologique sépare en tout cas deux époques à magmatismes différents (fig. 48), mais tous deux à caractères océaniques. Faut-il voir là le témoignage d'une océanisation en deux étapes (bassin marginal, puis distal) ?

Un pointement de substratum polymétamorphique plus ancien est peut-être visible à la base de cette série antépermienne, rappelant par son faciès des "socles" de massifs voisins (Ambin, Vanoise méridionale, Rutor, Gneiss du Sapey-Peisey). Mais ce faciès reste très circonscrit à l'affleurement (III.2.1) et l'âge antéalpin des grenats qui résulteraient de ce métamorphisme ancien ne peut être assuré (fig. 34).

VI.2.2. Age de cette série antépermienne.

Des comparaisons sont possibles entre la série antépermienne de Bellecôte et les formations ou les séries antépermiennes connues dans d'autres secteurs des Alpes (fig. 68). Un âge silésien semble désormais difficile à soutenir, puisque tous les terrains ainsi datés dans le Sud-Est de la France ont les faciès houillers classiques (Vetter, 1986). Ils ont été déposés dans des bassins étroits, de type intra-montagneux. C'est le cas en particulier pour la zone houillère voisine. De plus le magmatisme, qui n'a qu'une part réduite dans les formations de cet âge, n'a jamais été considéré comme tholéiitique (Piantone, 1980, Banzet et al., 1985).

L'âge de l'Antépermien pourrait être :

- Dévon-Dinantien, âge attribué sans certitude par les géologues grenoblois aux séries similaires à faciès dits Culm des massifs cristallins externes (Gibergy, 1968 ; Gibergy et al., 1970 ; Le Fort, 1973) ; l'absence de traces manifestes d'un métamorphisme antéalpin au sein de la série de Bellecôte pourrait être un argument en faveur de cette attribution d'âge, le moins ancien envisageable à mon avis ;
- Briovérien, si l'on accepte les conceptions de Carme (1975) sur ces mêmes séries ;
- Silurien ou Ordovicien, si l'on rapproche les faciès charbonneux et pyriteux des Schistes Noirs de Bellecôte, de faciès analogues habituels à ces systèmes en Ardenne, dans le Massif Armoricain, ou les dans les Pyrénées.

Dans les trois cas, comme dans d'autres éventualités, la série de Bellecôte semble témoigner d'une océanisation ultérieurement suturée. Les divers modèles qui font appel à une suture océanique d'âge paléozoïque sont encore trop aléatoires, et d'échelle

trop petite, pour permettre de caler paléogéographiquement et temporellement la série de Bellecôte.

Mais faute de fossiles (à ma connaissance, seuls deux gisements ont permis de donner un âge incontestable dans l'ensemble des substratums antéhouillers du Sud-Est de la France), ces attributions resteront discutables. En l'état des recherches, plus aisée serait une tentative de corrélation lithostratigraphique entre les diverses séries anténamuriennes du Massif Central et du Sud-Est, qui utiliserait sans doute avec fruit les abondantes théories sur le chimisme des magmas basiques, car les amphibolites et autres métaspilites sont fort répandues dans les séries stratiformes de ces socles. La taille du cadre d'une telle étude commencerait à être valable pour des reconstitutions de l'évolution géodynamique à l'ère primaire s'appuyant sur la théorie des plaques.

VI.3. COUVERTURE PERMIENNE ET TRIASIQUE.

Relativement à d'autres secteurs de la zone briançonnaise, la couverture mésozoïque et cénozoïque est plutôt mal représentée. Semblent manquer notamment les faciès attribués au Malm et au Crétacé supérieur-Paléocène (Ellenberger, 1958 ; et, pour la Vanoise septentrionale, Broudoux, 1985). Sous le Trias carbonaté - souvent à l'état de lambeaux isolés, jamais daté, et de lithostratigraphie délicate à assurer - le Werfénien (Scythien ?) manque dans toute la partie centrale du massif.

Le Permien est plus fréquent, du moins les faciès schisteux ou quartzitiques clairs qui lui sont attribués. Il s'agirait de sédiments continentaux, à fréquentes passées conglomératiques. Dans les masses de Permien les plus importantes (Friburge, Roche de Mio, Ponturin) on peut reconnaître des séries adhérentes stratigraphiquement à l'Antépermien, ce dont témoigne la présence régulière d'un horizon basal calcaireux (r_C en pl. h.t. 1 ; Peruccio-Parison, 1984 ; Guillot et Raoult, 1984). Le Permien repose en discordance sur les diverses assises antépermiennes et n'est jamais atteint par les nombreux sills de son substratum.

Pour la compréhension géologique du massif, l'importance du Permien est triple :

- stratigraphique ; son repos en discordance cartographique sur l'Antépermien se fait préférentiellement sur les Schistes Noirs, qui donc représenteraient l'assise antépermienne la plus haute ;
- structurale ; la succession Antépermien - r_C - reste du Permien, là où elle est reconnue, permet de fixer la polarité de l'unité alpine concernée ; c'est ainsi qu'on peut assurer notamment la présence d'une unité à série retournée (le Flanc Inverse) ;
- paléogéographique ; la discordance sur l'Antépermien permet de déceler des structures antépermiennes (fig. 67).

Je confirme (fig. 53 à 55) que le Trias carbonaté de l'Aliet et de la Vallaisonnay est décollé de son substratum, et a été traîné sur l'Antépermien lors de phases alpines tardives avec rabotage basal de ses structures antérieures. Fréquemment, il est transformé en brèches à faciès de cargneules. Cette allochtonie est probable pour les masses principales de Trias (unité AV sur le schéma structural en pl. h.t. 1).

Mais la zone centrale et sommitale du massif comporte aussi un mince recouvrement carbonaté attribuable au Trias. Cette pellicule a été plissée avec l'Antépermien lors de la plus précoce des phases tectoniques alpines reconnues, et présente dans certains cas une succession lithologique régulière ($t_D - t_C - t_B$, en pl. h.t. 2 et 4). Ce genre de constatations (faites à la suite de Raoult, 1980a, b) m'a fait préférer l'hypothèse qu'il s'agit là d'une couverture autochtone sur l'Antépermien. Les corollaires paléogéographiques de cette hypothèse sont esquissés (fig. 67). Qu'elle soit admise ou non ne remet pas en question les résultats précédents (polarité de l'Antépermien, nature des roches vertes, stratigraphie du Permien, pour ne citer que les plus sûrs - à mon avis).

Cette hypothèse est plus fondamentale pour mes interprétations structurales (déjà au plan du vocabulaire : le Flanc Normal est une unité où le seul critère de polarité globale reste incertain, puisque c'est à cause du repos sur l'Antépermien de ce Trias "adhérent" que j'ai fait de l'ensemble une unité à série à l'endroit).

Avec cette hypothèse d'autochtonie du Trias, on arrive à montrer qu'au Permien des reliefs existaient à côté de bassins subsidents, l'ensemble étant interprété comme le résultat d'une tectonique distensive, avec horsts et grabens. On peut aussi mettre en évidence des plissements plus anciens encore, n'ayant affecté que l'Antépermien. On pourrait bien sûr voir dans ces structures antérieures à la phase 1 alpine l'effet d'une phase alpine "zéro", pendant laquelle se seraient produites des substitutions de couverture. Mais, en admettant l'ancienneté probable de la série antépermienne, comme avec les images classiques d'une tectonique distensive permienne, le schéma que je propose (fig. 67) n'est pas invraisemblable.

VI.4. STRUCTURES.

Faute de données d'analyse structurale suffisamment nombreuses, je dois me référer à un modèle a priori, quoique communément admis dans les travaux antérieurs, pour l'histoire de la structuration alpine, modèle où : a) j'admets la validité de mes reconstitutions lithostratigraphiques ; b) je retiens l'idée de trois phases alpines successives, distinctes, à styles très différents liés à des niveaux structuraux de moins en

moins profonds (IV.1). Les faits exposés (IV.2 à IV.4) permettent de préciser les modalités de la première phase et de la troisième.

La phase 1 aurait engendré la foliation générale, parallèle à la stratification des roches, et les structures majeures, dont un pli couché vers le Nord ou le Nord-Est de taille plurikilométrique, dont les deux flancs seraient en contact dans la face nord de Bellecôte. Entre les deux flancs du pli couché, une épaisseur de plusieurs hectomètres de mylonites foliées, synmétamorphes, aurait été engendrée lors de cette phase 1. Toutefois cette idée de pli couché (introduite par Ellenberger, 1958 ; reprise et modifiée par Raoult, 1980b) n'est sans doute qu'une vision très simplifiée de la réalité. On ne connaît pas sa charnière, ni sa vergence précise, et la géométrie de la zone mylonitique aurait été fortement perturbée par les phases suivantes.

La phase 2 serait le classique "rétrocharriage" vers l'intérieur de l'arc alpin, à vergence E à SSE (ici, donc, le mot rétrocharriage est inopportun, car la phase 2 a une direction de vergence oblique par rapport à celle de la phase précédente). La schistosité associée, à pendage W à NNW, paraît statistiquement régulière (fig. 49) à l'échelle de ce terrain, malgré des variations locales (influencées par la disposition des assises héritée de la phase précédente ? provoquées par la phase 3 ?). Le déversement général a été exprimé par des plis (voir par ex. fig. 61), et par des failles inverses pouvant passer à des chevauchements vers l'ESE (fig. 49). Ainsi, sous la série de la Roche de Mio, un chevauchement de phase 2 tronquerait la zone axiale mylonitique du grand pli couché de phase 1.

La phase 3, marquée peut-être localement par une schistosité et/ou un diaclasage subverticaux souvent orientés E-W (voir fig. 50), serait l'époque du charriage vers le Nord de la Vanoise septentrionale sur la zone houillère, accompagné ou provoqué par le jeu décrochant senestre de failles N-S à NE-SW. A la phase 3 (dans laquelle on peut au demeurant séparer localement plusieurs sous-épisodes successifs) est attribué également le traînage, sur l'Antépermien de Bellecôte, des masses carbonatées de l'Aliet et de la Vallaisonnay. Les contacts anormaux de phase 3 sont jalonnés (fig. 49) de cargneules, et de brèches minéralisées à carbonates et à oxydes de fer (fig. 11 et 66). On ne peut automatiquement attribuer la genèse de toutes les cargneules connues dans les Alpes à cette phase 3 (qui ici aurait eu lieu sous faible charge lithostatique, avec une forte pression de fluides), mais je pense que l'éventualité mérite d'être envisagée. Ce point serait peut-être intéressant à approfondir pour rendre compte de la genèse de gîtes métallifères (fig. 66, et IV.4.4).

Des difficultés subsistent pour étendre mes conceptions structurales à la Vanoise septentrionale, mal conciliables sur divers points avec des hypothèses antérieures

(Ellenberger, 1958 ; Raoult, 1980b ; cf. I.3 et IV.5). Les coupes proposées (pl. h.t. 5) restent donc largement théoriques. Deux voies de recherche peuvent être suggérées :

- a) un affinement des connaissances lithostratigraphiques sur l'Antépermien, par l'étude du Mont Pourri (où l'on pourrait trouver une série plus complète vers le bas), mais aussi de la vallée de Champagne (en cherchant une logique plus précise à l'agencement des diverses assises de Schistes Noirs) ;
- b) une étude plus précise des déformations alpines, en faisant une part plus importante aux déformations ultimes.

En effet, sur ces deux plans, ce mémoire peut offrir au moins des hypothèses de départ renouvelées.

VI.5. PROLONGEMENTS ET COMPLEMENTS POSSIBLES.

VI.5.1. Phénomènes actuels et récents.

Le Quaternaire n'a guère été détaillé (sauf sur les cartes des planches hors-texte 3 et 4, et de façon incidente dans quelques descriptions de paysages : fig. 54, 55, 63). Il occupe pourtant une superficie respectable, et montre, dans chaque bassin torrentiel, une variété de formes emboîtées qui pourraient être riches d'informations sur les épisodes glaciaires et périglaciaires. Des études sont en cours sur le karst à gypse de la Plagne, où G. Rovera (thèse en cours, Grenoble) pense qu'on doit pouvoir corrélér les périodes de dissolution rapide ou lente aux climats successifs du Würm. Ce même chercheur essaye aussi d'estimer la vitesse de dissolution actuelle des gypses qui forment le substratum de la Pointe de Friolin, en mesurant les débits en sulfate de diverses résurgences.

Ces données permettraient peut-être d'évaluer les risques d'écroulement en masse du flanc nord de Friolin vers Peisey-Nancroix. La face nord de Bellecôte (fig. 56) présente également des dangers immédiats, tel le risque de remise en mouvement des accumulations quaternaires (moraines, boue, éboulis) qui masquent le Permien du pied de la face. Pour la sécurité encore, une étude, plus précise que celle des figures 53 à 55 et du IV.2.3, serait souhaitable, des périls qu'entraîne la position de la masse calcaire de l'Aliet sur son plan de charriage incliné de 20° à l'Est.

VI.5.2. Les phases alpines.

L'étude du charriage de l'Aliet peut également aider à comprendre la genèse des différentes sortes de cargneules (d'âges triasiques, syntectoniques alpines, quaternaires ; cf. IV.2.2). Plus généralement, il serait utile de préciser la part de la phase 3

(autrement que par la classique locution : "déformations à grand rayon de courbure") avant de prétendre étudier correctement les déformations antérieures.

VI.5.3. Age de la série antépermienne.

Une recherche plus systématique de fossiles s'impose, de préférence dans les Schistes Noirs. A défaut, il faudrait trouver les traces minéralogiques du métamorphisme antéhouiller qui aurait détruit ces fossiles. La zone houillère proche, qui a sans doute été presque aussi sévèrement déformée et métamorphisée, a conservé malgré l'orogénèse alpine des traces de plantes déterminables.

Les corrélations purement lithologiques sont moins fiables que celles assurées par la paléontologie. Les essais faits dans ce mémoire (chap. V) méritent peut-être, malgré cette absence de datations rigoureuses, d'être étendus à un domaine plus vaste, et, pourquoi pas, à une tranche de temps plus considérable.

Si l'on se limite au Dévonien avéré (par des fossiles) ou probable, et en allant même jusqu'au Siluro-Ordovicien, et qu'on reste dans des régions voisines, les résultats obtenus sont maigres (une seule série assez ressemblante, celle du Chaillol, d'âge inconnu ; cf. V.3). Les documents que j'ai consultés sur le Massif Central (par exemple Peterlongo, 1960, ou Guillot, 1981) ne contiennent pas de descriptions ou d'interprétations de séries me rappelant ce que je propose ou signale dans ce mémoire. Pour le massif des Maures (Gueirard et al., 1970), ou pour les Vosges méridionales (Fourquin, 1973), les séries décrites, même quand elles sont (Vosges) riches en produits volcaniques spilitiques, seraient toujours épicontinentales et d'âge ordovicien (Maures) ou plus récent (Vosges méridionales).

Mais, dans les Vosges toujours, Fluck (1980) a reconstitué une série plus ancienne. Elle aurait été métamorphisée il y a plus de 470 m.a. dans le faciès des granulites. Malgré cela, elle m'a évoqué quelque chose : 2 km de faciès graphiteux fins, originellement grauwackeux, pour la partie supérieure ; une partie médiane hétérogène d'1 km, à leptynites potassiques et siliceuses, cipolins, et amphibolites ; 2 km d'amphibolites rubanées spilitiques à la base.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AINARDI J.L. (1976).- Le Permo-Trias épimétamorphique de la région de La Plagne - Champagny en Vanoise (Alpes occidentales françaises). Caractères pétrographiques et géochimiques des minéralisations uranifères et de leur environnement. Thèse Doct. spéc., ronéot., Univ. de Nancy I, 118 p., 25 fig., 7 pl. phot.
- AMSTUTZ G.C. et coll. (1974).- Spillites and Spilitic Rocks. Springer Verlag, Berlin -Heidelberg, 482 p., 138 fig., 13 pl. phot.
- AUMAITRE R. et BUFFET G. (1973).- Minéralogie, Pétrographie et Géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes occidentales françaises). Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Grenoble, 301 p., 99 fig., 11 tabl.
- BANZET G., ROVER O. et LAPIERRE H. (1984).- Nouvelles données pétrographiques, stratigraphiques et structurales sur le volcanisme carbonifère du Col de la Croix-de-Fer (massifs cristallins externes, Alpes). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXVI, n° 6, p. 1269-1280, 4 fig., 1 tabl.
- BANZET G., LAPIERRE H., LE FORT P. et PÉCHER A. (1985).- Le volcanisme carbonifère-supérieur du massif des Grandes Rousses (zone dauphinoise - Alpes externes française) : un magmatisme à affinités shoshonitiques lié à la fracturation crustale tardi-varisque. Géologie Alpine, t. 61, p. 33-60, 13 fig., 2 tabl.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., et ELLENBERGER F. (1954).- Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Maurienne et Tarentaise (Savoie) du 4 au 11 septembre 1954. C.R. somm. Soc. géol. Fr., n° 17, p. 435-505, 1 carte h.t.
- BATTEY M.H. (1974).- Spillites as weakly metamorphosed tholeiites. In Amstutz G.C., Spillites and Spilitic Rocks, Springer Verlag, Berlin -Heidelberg, p. 365-372.
- BEARTH P. (1963).- Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). Livre mém. P. Fallot, mém. hors-série Soc. géol. Fr., p. 407-418, 1 fig.
- BEBIEN J. et GAGNY C. (1978).- Le plutonisme viséen des Vosges méridionales : un nouvel exemple de combinaison magmatique entre roches tholéitiques et calco-alcalines. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 286, série D, p. 1045-1048, 3 fig.
- BEBIEN J. et GAGNY C. (1980).- Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostratigraphique. In Evolutions géologiques de la France, A. Autran et J. Dercourt édit. : 26^{ème} C.G.I., coll. C7, mém. B.R.G.M., Fr., n° 107, p. 99-135, 2 fig., 4 tabl., 6 cartes.
- BELLIÈRE J. et STREEL M. (1980).- Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 290, série D, p. 1341-1343, 1 fig.
- BERTRAND J.M. (1968).- Etude structurale du versant occidental du Massif du Grand Paradis (Alpes Graies). Géologie Alpine, Grenoble, t. 44, p. 55-87, 17 fig., 1 pl. h.t.
- BOCQUET J. (1974a).- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse ronéot., Univ. de Grenoble, 490 p., 104 fig., 39 tabl., 20 pl.
- BOCQUET J. (1974b).- Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri settori dello zoccolo brianzonese. Mem. Soc. Geol. It., 13/1, p. 271-284, 10 fig., 1 tabl.
- BOCQUET J. (1974c).- Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 278, série D, p. 2601-2604, 1 fig.

- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D. (1974).-K-Ar and Rb-Sr Dating of Blue Amphiboles, Micas, and Associated Minerals from the Western Alps. Contrib. Mineral. Petrol., 47, p. 7-26, 8 fig., 2 tabl.
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M., RUHLAND M. et VIALON P. (1976).- L'Arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? Eclog. géol. Helv., vol. 69/2; p. 509-519, 6 fig.
- BOURBON M. (1980).- Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse d'Etat ronéot., Univ. de Strasbourg, 580 p., 2 vol., 87 fig., 32 pl. phot., annexes (1 vol.).
- BROUDOUX B. (1985).- Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. Lille I, 229 p., 155 fig., 24 phot., 4 pl. h.t.
- BROUDOUX B., DEBRABANT P. et RAOULT J.F. (1985).- Géochimie des calcaires et encroûtements du Malm à l'Eocène en Vanoise : données préliminaires (zone briançonnaise interne, Alpes). Ann. Soc. géol. Nord, t. CIV, p. 193-207, 9 fig., 1 tabl.
- BURRI M. (1983).- Le front du Grand Saint Bernard du Val d'Hérens au Val d'Aoste. Ecl. géol. Helv., vol. 76/3, p. 469-490, 14 fig., 3 tabl., 1 pl. h.t.
- CABY R. (1968).- Contribution à l'étude structurale des Alpes Occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand Saint Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. de Grenoble, t. 44, p. 95-111, 5 fig., 1 carte h.t.
- CABY R. (1974).- Gneiss permocarbonifères d'origine granitique dans la Zone houillère et la Zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie). Géologie Alpine, t. 50, p. 39-44, 2 fig.
- CABY R., KIENAST J.R., et SALIOT P. (1978).- Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. (2), 20/4, p. 307-322, 7 fig.
- CARME F. (1965).- Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins antéhouillers du Taillefer (chafne de Belledonne, Alpes Françaises). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 260, p. 6656-6659.
- CARME F. (1970).- Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chafne de Belledonne (Alpes françaises). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 271, série D, p. 631-633.
- CARME F. (1975).- Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs Cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 281, série D, p. 89-92, 1 fig.
- CLARY E. et PALLUEL-GUILLARD A. (1978).- Les mines de Pesey et de Macôt. L'histoire en Savoie, Soc. Sav. Hist. Archéol., Chambéry, n° 51, 24 p., 11 pl.
- COOMBS D.S. (1974).- On the Mineral Facies of Spilitic Rocks and Their Genesis. In Amstutz G.C., Spillites and Spilitic Rocks, Springer Verlag, Berlin - Heidelberg, p. 373-385, 4 fig.

- COUREL L., DONSIMONI M., et MERCIER D. (1986).- La place du charbon dans la dynamique des systèmes sédimentaires des bassins houillers intra-montagneux. In Les bassins houillers limniques, Mém. Soc. géol. Fr., nouvelle série, N° 149, p. 37-50, 7 fig.
- DAMBRINE P. et LANGANEY C. (1980).- Arguments métallogéniques en faveur de l'existence d'un socle anté-namurien en Vanoise méridionale. Bull. B.R.G.M. (2^{ème} série), section II, n° 4, p. 277-299, 16 fig., 2 tabl.
- DE LA ROCHE H. : voir à LA ROCHE (de) H.
- DEBELMAS J. (1974).- Géologie de la France. Doin édit., Paris, t. 2 : les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays, 249 p., 108 fig., 3 pl. h.t.
- DEBELMAS J. (1980).- Feuille Annecy à 1/250 000. Carte géologique de la France à 1/250 000, B.R.G.M. éd., Orléans. Carte, notice (56 p., 1 fig.).
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980).- Les Alpes franco-italiennes. Géologie Alpine, t. 56, p. 21-58, 17 fig.
- DESMONS J., LADURON D. et DE BETHUNE P. (1977).- Grenats zonés de la nappe du Grand Saint Bernard et de la zone piémontaise (Alpes Occidentales). Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, t. 29, p. 327-347, 8 fig., 2 tabl., 3 pl. h.t.
- DETRAZ G. (1984).- Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclelet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Grenoble I ; 176 p., 90 fig., 4 phot., 4 pl. h.t.
- DETRAZ G. et LOUBAT H. (1984).- Faciès à disthène, staurotide et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des "Gneiss du Sapey" (Vanoise, Alpes françaises). Géologie Alpine, t. 60, p. 5-12, 3 fig., 4 phot.
- ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du pays de Vanoise. Thèse, Mém. carte géol. Fr., 561 p., 111 fig., 7 tabl., 42 pl. h.t., 8 panoramas h.t. et carte h.t.
- ELLENBERGER F. (1963).- La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. Livre mém. P. Fallot, mém. hors série Soc. géol. Fr., t. 2, p. 383-393, 3 fig.
- ELLENBERGER F. (1966).- Le Permien du pays de Vanoise. Atti del Symposium sul Verrucano, Soc. tosc. Sci. nat., Pisa, p. 170-211, 4 fig.
- ELLENBERGER F. et RAULT J.F. (1979).- Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (massif de la Vanoise, Savoie). Trav. Sci. Parc nation. Vanoise, Chambéry, t. X, p. 37-69, 10 fig., 6 pl. phot.
- ELLENBERGER F. et SALIOT P. (1967).- Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 264, p. 1569-1572, 1 fig., 1 pl. phot.
- FABRE J. (1954).- Rapport sur la galerie E.D.F. Le Ponturin - La Sachette - Les Boisses. Rapports B.R.G.M. A 702, A 826, A 1041 (non publiés).
- FABRE J. (1961).- Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Mém. B.R.G.M., n° 2, 315 p., 52 fig., 7 pl. h.t.
- FABRE J. et FEYS R. (1966).- Les séries bariolées du massif de Rochachille. Leurs rapports avec le Verrucano de Briançon et les "Permien" de Maurienne et de Tarentaise. Atti del Symposium sul Verrucano, Soc. tosc. Sci. nat., Pisa, p. 143-169, 7 fig., 2 tabl.
- FEYS R. (1963).- Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). Mém. B.R.G.M., N° 6, 387 p., 165 fig., 29 pl., 3 pl. h.t.

- FLUCK P. (1980).- Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace. Contribution à l'histoire de la chaîne varisque. Sci. Géol. (bull. et mém.), mém. n° 62, Inst. Géol. Univ. Strasbourg, 247 p., 80 fig., 8 pl. h.t.
- FORT (1e) : voir à LE FORT.
- FOURQUIN C. (1973).- Contribution à la connaissance du tectonogénèse varisque dans les Vosges méridionales - I - Le Culm de la région de Giromagny. Sci. Géol., Bull., 26,1, p. 3-42, 1 tabl., 2 pl.h.t., annexes.
- FRANCOU B. (1983).- Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., vol. 24, fasc. 5, p. 411-424, 8 fig., 6 phot.
- GACHELIN J.P. (1985).- Géologie du massif de la Saulire (Briançonnais externe, Vanoise). D.E.A ronéot., Univ. de Lille, 59 p., 50 fig., 4 pl. h.t.
- GASQUET D., GIRAUD P., PLOQUIN A. et VIVIER G. (1981).- Géochimie de mylonites et relations entre Rameaux Interne et Externe du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 292, série II, p. 607-610, 1 fig.
- GAY M. (1970).- Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes Lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique antéalpine. Bull. B.R.G.M. (2^{ème} série), section 1, n° 3, p. 5-81, 7 fig., 4 pl. phot.
- GAY M. (1972).- Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. Arch. Sc. Genève, vol. 25, fasc. 1, p. 5-100, 2 fig., 4 pl., 20 tabl.
- GIBERGY P. (1968).- Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallophyllienne des Massifs Cristallins Externes dans les Alpes Françaises). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 267, p. 1251-1254, 2 fig.
- GIBERGY P., LACOMBE J.C. et VIALON P. (1970).- Caractères des faciès attribuables au Dévono-Dinantien et de leur métamorphisme, dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 270, p. 756-759.
- GIORGI L. (1979).- Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses. Isère, France. Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Grenoble, 185 p., 55 fig., 9 diagr., 5 tabl., 2 pl. h.t.
- GIORGI L., GIRAUD P. et VACHARD D. (1979).- Sur la présence de microorganismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du Massif cristallin externe des Grandes Rousses (Alpes occidentales). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 288, p. 1079-1082, 2 fig.
- GIROD M. (1978).- Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin édit., Paris, 240 p., 81 fig., 23 tabl.
- GOFFE B. (1975).- Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Paris-Orsay, 113 p., 16 fig., 27 tabl., 6 pl. phot.
- GOFFE B. (1982).- Définition du faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse Doct. ronéot., Univ. de Paris-Curie, 2 vol., I : 233 p., II : 79 fig., 43 tabl., 4 pl.
- GOGUEL J. (1963).- L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 5/1, p. 20-33, 4 fig.

- GOGUEL J. (1969).- Des failles d'âge quaternaire à Peisey (Savoie). Bull. Soc. géol. Fr., (7), 11/1, p. 35-39, 3 fig.
- GOGUEL J. et PACHOUD A. (1981).- Géologie pour le randonneur du Parc National de la Vanoise. Coédit. B.R.G.M., Orléans, et Ass. Amis Parc Nat. Vanoise, Chambéry, 72 p., 26 fig., 1 tabl., 18 phot.
- GRACIANSKY (de) P.C., RUDKIEWICZ J.L. et SAMEC P. (1986).- Tectonique salifère d'âge jurassique dans la zone subbriançonnaise (Alpes de Savoie, France). Rôle dans le découpage en nappes de charriage et leur progression. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 302, série II, N° 14, p. 891-896, 3 fig.
- GUEIRARD S., WATERLOT G., GHERZI A., et SAMAT M. (1970).- Sur l'âge llandoveryen supérieur à tarannonien inférieur des schistes à Graptolites du Fenouillet, massif des Maures (Var). Bull. Soc. géol. Fr., (7), XII, N° 2, p. 195-199.
- GUILLOT F. (1982).- La vallée du Ponturin (Vanoise septentrionale, Alpes françaises). D.E.A. ronéot., Univ. Lille I, 35 p., 28 fig., 2 pl. h.t.
- GUILLOT F. (1984).- Le Permien et son substratum en Vanoise septentrionale, 10^{ème} Réun. Ann. Sci. Terre, Bordeaux. Soc. géol. Fr. éd., Paris, p. 277.
- GUILLOT F., PLOQUIN A., RAOULT J.F., et PERUCCIO-PARISON M.D. (1986).- Les séries antépermienues de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie) : lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte ; arguments pour un âge antéhouiller. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 303, série II, N° 12, p. 1141-1146, 2 fig.
- GUILLOT F. et RAOULT J.F. (1984).- Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale : données nouvelles et hypothèses (zone briançonnaise interne, Alpes françaises). Ann. Soc. géol. Nord, t. CIV, p. 183-192, 6 fig.
- GUILLOT P.L. (1981).- La série métamorphique du Bas-Limousin : de la vallée de l'Isle à la vallée de la Corrèze, le socle en bordure du Bassin Aquitain. Thèse ronéot., Univ. d'Orléans, 3 vol., 391 p. et annexes, 213 fig., 53 tabl., 26 pl. phot., 4 pl. h.t.
- HUNZIKER J.C. (1970).- Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. Eclog. Geol. Helv., vol. 63/1, p. 151-161, 10 fig., 2 tabl.
- IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971).- A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Can. Journ. Earth Sci., vol. 8, N° 5, p. 523-548, 11 fig., 2 tabl.
- JAILLARD E. (1984).- Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud-Ouest de Pralognan (Savoie). Evolution sédimentaire et structurale. Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Grenoble, 212 p., 66 fig., 1 pl.h.t.
- JAILLARD E. et DEBELMAS J. (1986).- Nouvelles hypothèses pour l'interprétation stratigraphique et structurale des zones internes de Vanoise dans la région de Val d'Isère (Alpes occidentales françaises). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 302, série II, n° 1, p. 35-38, 1 fig.
- JUTEAU Th. et ROCCI G. (1974).- Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-kératophyrique hercynotype. In Amstutz G.C., Spilites and Spilitic Rocks, Springer Verlag, Berlin - Heidelberg.p. 253-329, 11 fig., 21 tabl., 6 pl. phot.
- LA ROCHE (de) H. (1968).- Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 267, p. 39-42, 1 fig.
- LA ROCHE (de) H. (1972).- Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sci. Terre, Nancy, t. XVII, n° 1-2, p. 31-46, 5 fig. dont 1 h.t.

- LA ROCHE (de) H. (1978).- La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques. Fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées. Chemical Geology, 21, p. 63-87, 9 fig.
- LA ROCHE (de) H. et LETERRIER J. (1973).- Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 276, n° 24, p. 3115-3118, 2 fig.
- LA ROCHE (de) H., ROCCI G. et JUTEAU T. (1974).- Essai de caractérisation chimique des associations spililitiques. Amstutz G.C., Spilites and Spilitic Rocks, Springer Verlag, Berlin -Heidelberg, p. 39-59, 11 fig.
- LA ROCHE (de) H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE Ph. et MARCHAL M. (1980).- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29, p. 183-210, 5 fig., 6 tabl.
- LEFEVRE R. (1982).- Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes Cottiniennes méridionales. Thèse d'Etat ronéot., Univ. Paris-Orsay, 435 p., 46 fig., 4 tabl. h.t., 6 pl.h.t.
- LE FORT P. (1964).- Sur l'existence d'un important conglomérat métamorphique dans le massif cristallin du Chaillol (Hautes-Alpes). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 258, gr. 9, p. 4097-4099.
- LE FORT P. (1973).- Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de sa partie occidentale. Sci. Terre, Nancy, mém. n° 25, 373 p., 153 fig., 23 tabl., 46 pl. phot., 2 pl. h.t.
- LE FORT P. et EHRSTROM C.E. (1969).- Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Volcanisme et sédimentation dans l'orogène hercynien des Alpes françaises. Sci. Terre, Nancy, t. XIV, n° 3, p. 215-238, 6 fig., 2 tabl.
- LOUBAT H. (1984).- Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins en distension du type Golfe de Californie. Géologie Alpine, t. 60, p. 37-44, 4 fig., 3 phot.
- LOUBAT H. et DELALOYE M. (1984).- La zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : le témoin d'une océanisation mésozoïque circonscrite constituant un milieu hybride, subvolcano-sédimentaire, avec mobilisats et adinoles. Géologie Alpine, t. 60, p. 45-76 ; 24 fig. et diagrammes, 8 phot.
- MALAVIEILLE J., LACASSIN R. et MATTAUER M. (1984).- Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXVI, n° 5, p. 895-906, 4 fig., 4 phot.
- MARCHAL M. et OHNENSTETTER D. (1984).- Examples of exploitations of the OPHRA Data Bank. Metallogenic implications. J.J. Royer edit., in "Computers in Earth Sciences for Natural Resources Characterization", Coll. Int. 9-13 avril 1984, Nancy, France, p. 19-46, 8 fig., 8 tabl.
- MARION R. (1984).- Contribution à l'étude géologique de la Vanoise, Alpes occidentales. Le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes-Val d'Isère. Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Chambéry, 172 p., 79 fig., 16 phot., 9 pl. h.t.
- MARNEZY A. et BRAVARD Y. (1982).- La Vanoise en marchant. Collection "Trésors de la Savoie", Chambéry, 312 p., 58 fig., 2 tabl., 112 phot.

- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DUBOIS P., GIDON M., GRACIANSKY (de) P.C., KERCKHOVE C., et LEMOINE M. (1986).- Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine : vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 302, N° 15, p. 963-968, 3 fig.
- MASSON H. (1972).- Sur l'origine de la corniéule par la fracturation hydraulique. Eclog. Geol. Helv., Bâle, vol. 65, n° 1, p. 27-41, 3 fig.
- MERIAUX O. (1984).- La vallée Pralognan-Champagny. D.E.A., Univ. Lille (non publié).
- MIYASHIRO A. (1974).- Volcanic rocks in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci., vol. 274, p. 321-355, 18 fig., 5 tabl.
- MORET L. (1948).- Les faciès de laminage des quartzites du Trias Alpin. C. R. Somm. Soc. géol. Fr., p. 61-62.
- PERUCCIO-PARISON M.D. (1984).- Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale. Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Paris-Orsay, 358 p., 106 fig., 2 pl. phot., 1 pl. h.t., 20 diagr. géochimiques.
- PETERLONGO J.M. (1960).- Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central, France). Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, N° 4, p. 3-187, 18 fig., 1 carte h.t.
- PIANTONE P. (1980).- Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcaline du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie. Thèse Doct. Spéc. ronéot., Univ. de Grenoble, 215 p., 115 fig., 21 tabl., 73 anal. géochimiques, 120 anal. microchimiques.
- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1985).- Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. J. Struct. Geol., vol. 7, n° 1, p. 19-35, 15 fig.
- PUPIN J.P. (1976).- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Doct. ès Sci., Univ. de Nice, 394 p., 219 fig., 19 tabl., 36 pl.
- RAOULT J.F. (1980a).- Caractère transgressif du Trias de Bellecôte en Vanoise : implications tectoniques. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 291, p. 47-50, 1 fig.
- RAOULT J.F. (1980b).- Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., vol. 22, fasc. 4-5, p. 303-312, 4 fig.
- RAOULT J.F., LANGLET P., et BROUDOUX B. (1984).- Présence en Vanoise d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 298, série II, N° 12, p. 535-538, 2 fig.
- RICOU L.E. (1984).- Les Alpes Occidentales : chaîne de décrochement. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXVI, n° 5, p. 861-874, 2 fig.
- ROCHE (de la) : voir à LA ROCHE (de) H.
- ROGEL P. (1961).- Le gisement de plomb de La Plagne (Savoie). Etude géologique et métallogénique. Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Paris, 2 vol., I : 71 p., II : 25 fig., carte h.t.
- SALIOT P. (1978).- Le métamorphisme dans les Alpes Françaises. Thèse ronéot., Univ. de Paris-Orsay, 190 p., 32 fig.

- SCARENZI D., MENOT R.P., et PIBOULE M. (1985).- Diversité du gisement des granitoïdes sodiques : deux exemples au Sud du massif de Belledonne (Isère, France). Géologie Alpine, t. 61, p. 145-164, 4 fig., 2 pl. h.t.
- SCHADE J. (1983a).- Utilisation des isotopes du soufre dans la caractérisation des gypses des Alpes de Savoie (France). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 296, p. 769-772, 2 fig.
- SCHADE J. (1983b).- Le synclinal de Saint Martin de Belleville et son Permien uranifère (zone houillère briançonnaise, Alpes de Savoie). Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Grenoble, 250 p., 162 fig., 21 tabl.
- SCHAER J.P. (1959).- Géologie de la partie septentrionale de l'Eventail de Bagnes (entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, Valais, Suisse). Arch. Sc. Genève, vol. 12, fasc. 4, p. 473-628, 36 fig., 13 pl. et carte h.t.
- SIDDANS A.W.B. (1984).- L'évolution tectonique d'une partie de la Vanoise : la zone Vanoise-Mont Pourri des environs de Val d'Isère. Géologie de la France, B.R.G.M., n° 4, p. 3-39, 12 fig., 7 pl. phot.
- SIDER H., LEISTEL J.M., et GAGNY C. (1986).- Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le Nord-Est du Massif central français. Bull. Soc. géol. Fr., (8), t. II, N° 4, p. 637-644, 3 fig., 1 tabl.
- TANE J.L. (1976).- Le cycle géochimique et le problème du volcanisme spilitique. Thèse Doct. ronéot., Univ. de Grenoble, 237 p., 45 fig.
- TERRY J. (1979).- Distinction géochimique de plusieurs groupes dans les ensembles volcaniques de la nappe ophiolitique du Pindé septentrional (Grèce). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXI, n° 6, p. 727-735, 7 fig., 3 tabl.
- THELIN P. et AYRTON S. (1983).- Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). Données récentes, synthèse chronologique et suggestions de recherches ultérieures. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 63, p. 393-420, 2 fig., 6 tabl.
- VALLANCE T.G. (1974).- Pyroxenes and the Basalt. Spilitic Relation. In Amstutz G.C., Spilites and Spilitic Rocks, Springer Verlag, Berlin -Heidelberg, p. 59-68, 2 fig., 2 tabl.
- VERRIEZ J.J. (1980).- Contribution à l'étude géologique du volcanisme permo-triasique d'Atalanti (Locride, Grèce). Thèse 3^{ème} cycle ronéot., Univ. de Lille, 188 p., 70 fig., 10 tabl., 8 pl. phot., carte h.t.
- VETTER P. (1986).- Les formations limniques du Carbonifère supérieur et de l'Autunien en France. In Les bassins houillers limniques, Mém. Soc. géol. France, nouv. série, N° 149, p. 7-14, 1 fig., 1 tabl.
- VIALON P. (1966).- Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira, Alpes Cottiennes internes-Italie. Trav. Lab. Fac. Sc. Grenoble, mém. N° 4, 293 p., 64 fig., 43 analyses, 4 pl. h.t.
- WEDEPOHL K.H. (1978).- Composition and Abundance of Common Igneous Rocks. In Handbook of Geochemistry, vol.1, Springer Verlag, Berlin - Heidelberg, p. 227-249.

TABLE DES MATIERES

	page
Titre.....	1
Préambule.....	3
Résumé.....	5
Abstract.....	6
 SOMMAIRE.....	 7
 I. INTRODUCTION.....	 9
 I.1. CADRE DE L'ETUDE.....	 11
I.1.1. Localisation et caractères géographiques.....	11
I.1.2. Mines et travaux d'intérêt géologique.....	11
 I.2. CADRE GEOLOGIQUE.....	 15
I.2.1. Localisation dans l'arc alpin.....	15
I.2.2. Principales formations ; âges des terrains.....	15
I.2.3. Distribution cartographique des principales formations.....	17
 I.3. EVOLUTION DES IDEES.....	 19
I.3.1. Le problème des Gneiss du Sapey - Peisey.....	19
I.3.2. Structure de la Vanoise septentrionale.....	21
I.3.3. Phases tectonométamorphiques alpines.....	23
I.3.4. Tectonique récente, dépôts quaternaires.....	24
 I.4. PROBLEMES ETUDIES.....	 25
I.4.1. Cartographie.....	25
I.4.2. Pétrologie.....	25
I.4.3. Découpage structural.....	25
 II. PRINCIPAUX SECTEURS D'ETUDE DE LA SERIE ANTEPERMIENNE.....	 29
 II.1. PLAN RICHARD.....	 31
II.1.1. Présentation du secteur.....	31

II.1.2. Les deux types de contact entre Trias et Antépermien.....	31
II.1.2.a. Contact anormal "récent" plan.....	31
II.1.2.b. Contact stratigraphique (?), "ancien".....	33
II.1.3. Structure du substratum antépermien : la série, et sa polarité.....	35
II.1.4. Description des termes de la série de Plan Richard.....	37
ϵ : roches vertes rubanées à épidote.....	41
q_p, q_1 : roches blanches quartzeuses feuilletées, en barres dans ϵ	43
q : cheminées de roches blanches quartzeuses feuilletées....	46
s_v : schistes albitiques vert pâle à patine rouille clair...	47
η / s_v : filons de roche verte à porphyroblastes feldspathiques dans s_v	49
η : roche massive vert bleuté clair à porphyroblastes noirs ou vert sombre d'actinote (gabbro).....	49
q_2 : barre supérieure de roches quartzeuses feuilletées blanches.....	51
σ / q_2 : passées de roche vert sombre.....	51
s_N : schistes noirs.....	52
s_G : schistes gris.....	53
σ / s_N : sill ou coulée dans les schistes noirs.....	56
η_2 : "gabbros" blancs du Val de Genêt.....	57
η, η_2, q_2 : discussion de leur position lithostratigraphique.....	59
a) Arguments pour en faire des formations antérieures au dépôt des schistes noirs.....	59
b) Autres solutions envisageables.....	61
c) Synthèse.....	62
II.1.5. Conclusions à l'étude de la série de Plan Richard.....	61
II.1.5.a. Nature des assises.....	61
II.1.5.b. Coupure majeure.....	61
II.1.5.c. Caractères stratigraphiques de l'altération.....	62
II.2. POINTE DES CHARDES.....	65
II.2.1. Présentation du secteur.....	65
II.2.2. Les couvertures permienne et triasique. Travaux antérieurs, discussion.....	65
II.2.3. Géométrie antéalpine du substratum.....	67
II.2.4. Corrélations chimiostratigraphiques. Conclusions.....	71
II.3. COL DE LA CHIAUPE - FRIOLIN.....	75
II.3.1. Présentation. Les contacts anormaux majeurs.....	75
II.3.2. Série de la Roche de Mio. Le problème de sa limite orientale..	75

II.3.3. La série du flanc inverse.....	77
II.3.4. Le flanc normal. Problèmes liés à sa délimitation.....	81
II.3.5. Description des "arkoses" du Becqui Rouge et du Glacier de Chiaupe. Interprétations de leur position.....	84
A : roches grises massives à grain fin en bancs métriques, à passées prasinitiques vert sombre décimétriques, et intercalations schisteuses décimétriques rubanées noir et vert pâle. s : schistes noirs luisants, à passées prasinitiques métriques (σ) et bandes métriques vert pâle cinéritiques.....	84
II.3.6. Conclusions à l'étude du secteur.....	86
II.4. CONCLUSIONS DE L'ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	90
III. GEOCHIMIE.....	93
III.1. INTRODUCTION.....	95
III.1.1. Problèmes abordés.....	95
III.1.2. Rappels sur les travaux de Peruccio-Parison (1984).....	96
III.1.3. Les échantillons.....	96
III.1.4. Remarques sur les anomalies chimiques.....	97
III.2. FACIES PARTICULIERS : ξ , η_A	101
III.2.1. La question du socle.....	101
ξ : micaschistes gris à gris bleuté, à grenats, à yeux de quartz décimétriques plissotés.....	101
III.2.2. L'albitite de Friolin (η_A).....	103
III.3. CARACTERES CHIMIQUES DES PRINCIPAUX FACIES.....	105
III.3.1. Histogrammes et diagrammes utilisés.....	105
III.3.2. Les Schistes Noirs.....	126
III.3.2.a. Objet et limites de l'étude.....	126
III.3.2.b. Faits géochimiques, interprétations.....	128
III.3.3. Les sills dans les Schistes Noirs.....	131
III.3.4. Gabbros et roches basiques associées.....	132
III.3.4.a. Faciès étudiés.....	132
III.3.4.b. Faits géochimiques. Lignée magmatique proposée...	133
III.3.4.c. Faciès particuliers.....	134
III.3.5. Roches quartzeuses (q, q_1 , q_2) et roches vertes de la partie inférieure de la série (ϵ).....	135

III.4. CONCLUSIONS DES ETUDES GEOCHIMIQUE ET STRATIGRAPHIQUE.....	138
III.4.1. Modifications probables des compositions originelles.....	138
III.4.2. Lignées magmatiques proposées.....	138
III.4.3. Message sédimentaire des Schistes Noirs.....	139
III.4.4. Contexte géodynamique possible.....	140
IV. ETUDE STRUCTURALE.....	141
IV.1. INTRODUCTION.....	143
IV.1.1. Objets de l'étude.....	143
IV.1.2. Les trois phases alpines.....	146
PHASE 2.....	147
PHASE 1.....	147
PHASE 3.....	150
IV.2. STRUCTURES DU SECTEUR PLAN RICHARD-ALIET.....	151
IV.2.1. Les phases tectoniques synschisteuses à Plan Richard.....	151
IV.2.2. Les déformations tardives et leurs traces morphologiques.....	156
Modélé quaternaire du versant E du Dôme des Pichères.....	156
Ages des cargneules.....	156
Rôle des failles.....	157
IV.2.3. Notes sur la morphologie.....	162
IV.3. LA FACE NORD DU MASSIF DE BELLECOTE.....	163
IV.3.1. Présentation.....	163
IV.3.2. Données lithostratigraphiques.....	163
IV.3.3. Les formations métamylonitiques de la face nord de Bellecôte..	167
M : roches vert sombre à vert-de-gris pâle (à variations insensibles de teinte), à feuilletage S ₁ (mm à cm) repris par S ₂ , à grain très fin, à texture microscopique mylonitique.....	171
IV.3.4. Effets des phases 2 et 3 sur les structures de la face nord. Conclusions.....	173
IV.4. HYPOTHESES SUR LES RELATIONS DE LA VANOISE AVEC LA ZONE HOUILLERE ET LA "NAPPE DES GYPSES".....	179
IV.4.1. Introduction. Les limites d'unités.....	179
IV.4.2. Généralité des contacts de phase 3. Mécanisme envisagé.....	182

IV.4.3. Hypothèses sur le Trias (Nappe des gypses, et écailles à matériel triasique).....	183
Trias séparant la Vanoise de la zone houillère.....	183
Gypses et cargneules de La Plagne.....	184
1) arguments en faveur d'une origine exotique.....	184
2) objections, modèle autochtoniste.....	184
3) conclusion.....	185
IV.4.4. Applications possibles à la prospection minière.....	187
IV.4.5. Signification des Gneiss du Sapey-Peisey.....	188
IV.5. SCHEMA STRUCTURAL.....	190
IV.5.1. Objets de la discussion.....	190
IV.5.2. Points me paraissant assurés.....	190
IV.5.3. Discussion.....	192
IV.5.4. Structures antéalpines sous la discordance basale de la couverture permo-triasique.....	195
IV.5.4.a. Paléostructures au sein du Flanc Normal.....	195
IV.5.4.b. Paléostructures dans le Flanc Inverse et le Mont Pourri.....	197
IV.5.4.c. Synthèse de l'histoire antéalpine du secteur.....	198
V. AGE DE L'ANTEPERMIEN DE BELLECOTE.....	201
V.1. DONNEES DE BASE.....	201
V.1.1. Méthodes de datation.....	201
V.1.2. Comparaison avec le Houiller.....	204
V.1.3. Probabilité d'un âge anténamurien.....	206
V.2. FORMATIONS SIMILAIRES DANS LES MASSIFS CRISTALLINS INTERNES.....	207
V.2.1. Méthodes, difficultés.....	207
V.2.2. Massifs voisins de Bellecôte.....	207
V.2.3. Eléments de comparaison avec les Schistes de l'Arpont (Vanoise méridionale) et le groupe de la Clarea (massif d'Ambin).....	210
Extraits des travaux de Gay (1970), et remarques.....	210
V.2.4. La région du Ruitor, les Gneiss du Sapey-Peisey, et la Nappe du Grand-Saint-Bernard.....	214
Extraits des travaux de Fabre (1961) et de Caby (1968, 1974), et remarques.....	215

V.2.5. Massifs cristallins plus internes. Conclusions sur les zones internes alpines.....	217
V.3. ANALOGIES DE BELLECOTE AVEC LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES	
V.3.1. Datations paléontologiques dans le socle antéhouiller. Allure des couvertures.....	219
V.3.2. Les séries antéhouillères à schistes noirs et métaspilites du Vieux Chaillol et de Belledonne.....	222
V.3.3. Possibilité d'un âge siluro-ordovicien pour les séries à schistes noirs de Bellecôte et du Vieux Chaillol.....	228
V.4. CONCLUSIONS AUX TENTATIVES DE CORRELATIONS.....	229
VI. CONCLUSIONS.....	233
VI.1. DOCUMENTS PRODUITS.....	233
VI.2. L'ANTEPERMIEN DE BELLECOTE.....	234
VI.2.1. Caractères de la série, cadre géodynamique.....	234
VI.2.2. Age de cette série antépermienne.....	235
VI.3. COUVERTURE PERMIENNE ET TRIASIQUE.....	236
VI.4. STRUCTURES.....	237
VI.5. PROLONGEMENTS ET COMPLEMENTS POSSIBLES.....	239
VI.5.1. Phénomènes actuels et récents.....	239
VI.5.2. Les phases alpines.....	239
VI.5.3. Age de la série antépermienne.....	240
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	241
TABLE DES MATIERES.....	249
TABLE DES PLANCHES HORS-TEXTE.....	255
LISTE DES FIGURES.....	256
LISTE DES TABLEAUX.....	259
TABLEAUX NON NUMEROTES.....	259
ANNEXE 1 : DESCRIPTION DES ECHANTILLONS ANALYSES.....	261
abréviations, conventions ; effectifs.....	266
ANNEXE 2 : ANALYSES GEOCHIMIQUES.....	267
ANNEXE 3 : CLARKES.....	277
ANNEXE 4 : LOGICIEL POUR L'OBTENTION DE GRAPHIQUES GEOCHIMIQUES.....	278

TABLE DES PLANCHES HORS-TEXTE (POCHETTE EN PAGE 3 DE COUVERTURE)

Carte géologique et cadre structural du massif de Bellecôte.....	PLANCHE 1
(à 1/25 000) (à 1/50 000)	
Carte géologique et coupes du secteur de Plan Richard.....	PLANCHE 2
(à 1/10 000)	
Carte géologique et coupe du secteur de la Pointe des Chardes.....	PLANCHE 3
(à 1/10 000)	
Carte géologique et coupes du secteur du col de la Chiaupe.....	PLANCHE 4
(à 1/10 000)	
Coupes interprétatives à 1/25 000 et à 1/50 000.....	PLANCHE 5

FEUILLE HORS-TEXTE

Classement des échantillons analysés par faciès.....	feuillet
--	----------

COLORIAGE DES PLANCHES HORS-TEXTE (SUGGESTIONS)

Antépermien.- ζ : vert olive sombre - ξ : rouge sombre - ϵ : vert olive - η : vert bleuté - sv : vert pâle - q, q_1, q_2 : jaune citron - σ : vert sombre - sn, sg, sv, sr, A, s : mauve(s) - c : noir - h_{4-5} : gris - h_5 : gris à galets rouges.

Permien.- r_C, r_G : bleu intense - v : vert vif - r_{CG}, r_Q : rose pâle - rv : jaune pâle - rt : vert-jaune - r_B, r_S : bleu clair - r_A : bleu moyen.

Trias.- t_Q : jaune d'or - t_{QV} : rouge carmin - $t_{3-5}, t_{6A}, t_{6B}, t_7, t$ (calcaires et dolomies) : rouges et roses pâles - t_{CG} : orange vif - t_G (et dolines) : rose vif.

Formations tectoniques.- M : kaki - m : orange et rouge.

Quaternaire.- jaune paille puis blanc, avec surcharges (successivement vertes, bleues, rouges) du plus ancien à l'actuel.

ERRATUM

CONCERNANT LA PLANCHE 2

Au Sud du Grand Tuf du Plan Séry ($X = 949,8$; $Y = 2\,062,3$; $Z = 2700$ m), une étoile a été omise (figurant un bloc de Permien au sein des cargneules ; voir p. 35, 1^{er} alinéa).

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 :	Cadre géographique.....	10
Fig. 2 :	Utilisation du terroir : 3 époques.....	12
Fig. 3 :	Schéma structural des Alpes franco-italiennes.....	13
Fig. 4 :	Carte structurale des zones alpines internes entre Mont Blanc et Pelvoux.....	14
Fig. 5 :	La série de la zone houillère, aux latitudes de la Vanoise.....	16
Fig. 6 :	Principaux terrains étudiés.....	18
Fig. 7 :	Coupes interprétatives synthétiques, très simplifiées, du massif de Bellecôte... A : d'après Ellenberger (1958, 1966), ou Ellenberger et Saliot (1967) B : synthèse personnelle, d'après d'autres travaux	20
Fig. 8 :	Schéma géologique du secteur étudié, avec les principales subdivisions structurales.....	26
Fig. 9 :	Secteur de Plan Richard. Topographie.....	28
Fig. 10 :	Vue sur Plan Richard. Contact du substratum antépermien et du Trias décollé.....	30
Fig. 11 :	Brèche tectonique à la base de l'Allet - Mont-Blanc de Peisey (faciès ■).....	32
Fig. 12 :	Contacts d'allure stratigraphique entre le substratum antépermien (s_y , q_2 , s_M) et le Trias carbonaté (t_D , t_C , t_B).....	34
Fig. 13 :	Le synclinal du Val de Genêt.....	36
Fig. 14A :	Description de la succession lithologique antépermienne à Plan Richard.....	38
B :	Colonne lithostratigraphique du substratum antépermien à Plan Richard.....	39
Fig. 15 :	Boules d'épidote dans ϵ	40
Fig. 16 :	Albite dans les roches vertes rubanées (ϵ) de Plan Richard.....	42
Fig. 17 :	Prolongement occidental de la série de Plan Richard.....	42
Fig. 18 :	Les "cheminées de quartzites" q . Vue des affleurements.....	44
Fig. 19 :	Origine magmatique du faciès q A : texture microgrenue B : relique de quartz rhyolitique C : norme C.I.P.W.	45
Fig. 20 :	Roche verte à phénoblastes feldspathiques blancs. Pas de Genêt.....	48
Fig. 21 :	Passage q_2 - s_M au bord occidental du Val de Genêt.....	54
Fig. 22 :	Schistes noirs (s_M) du Val de Genêt.....	54
Fig. 23 :	Albite à inclusions charbonneuses, dans des schistes noirs.....	54
Fig. 24 :	Rapports entre les schistes noirs et leur substratum magmatique..... A : passage des "gabbros" blancs (η_2) aux schistes noirs (s_M). Val de Genêt. Coupe schématisée B : coupe (très schématisée) de la masse magmatique de la Sauvire d'après Peruccio-Parison (1984) et les indications de Raoult	58
Fig. 25 :	Secteur de la Pointe des Chardes. Topographie.....	64

Fig. 26 : Coupe schématique de la base des schistes noirs des Creux de la Laisille.....	68
Fig. 27 : Métacinérite à la base des schistes noirs.....	68
Fig. 28 : Reconstitution du paléograbén (hypothétique) de la Pointe des Chardes.....	68
Fig. 29 : Secteur du col de la Chiaupe. Topographie.....	74
Fig. 30 : Coupe synthétique (très simplifiée) du massif de Friolin.....	78
Fig. 31 : Contact entre le Trias carbonaté et le Permien à l'Est du Col de la Chiaupe.....	78
Fig. 32 : Quartzites noirs (t_M) au sein du Trias (?), au NE du Col de la Chiaupe.....	82
Fig. 33 : Schéma reconstitutif de la série anté-permienne de Bellecôte.....	88
Fig. 34 : Grenats du faciès ξ . Dessin d'après photographie de lame mince, et données microchimiques.....	100
Fig. 35 : Albitite de la Pointe de Friolin (faciès η_A). Un affleurement, et vue en lame mince de l'échantillon qui en est extrait.....	102
Fig. 36 : Histogrammes des teneurs en SiO_2	106
Fig. 37 : Histogrammes des teneurs en Al_2O_3	107
Fig. 38 : Histogrammes des teneurs en Fe_2O_3 et MgO	108
Fig. 39 : Histogrammes des teneurs en CaO	109
Fig. 40 : Histogrammes des teneurs en TiO_2	110
Fig. 41 : Histogrammes des teneurs en Na_2O et K_2O	111
Fig. 42 : Diagramme (Al_3-Na , Al_3-K). Tous faciès.....	112
Fig. 43 : Diagramme (Na/Al , K/Al). Tous faciès.....	114
Fig. 44 : Diagramme (Al , Ti) schématisé.....	116
Fig. 45 : Diagramme (Q , F) schématisé. Roches acides.....	118
Fig. 46 : Diagramme (Q , A) schématisé. Roches acides (suite et fin).....	120
Fig. 47 : Diagramme (R_1 , R_2). Métabasites et Schistes Noirs.....	122
Fig. 48 : Diagramme (Ti , $Mg/Fe+Mg$). Métabasites.....	124
Fig. 49 : Schéma structural du massif de Bellecôte.....	144
A : domaines lithostratigraphiques	
B : données structurales	
Fig. 50 : Etude statistique graphique des attitudes des tectoglyphes dans l'ensemble du secteur étudié.....	148
Fig. 51 : Plan Richard. Etude statistique graphique des attitudes des tectoglyphes.....	152
Fig. 52 : Carte structurale du secteur de Plan Richard.....	153
Fig. 53 : Vues de la face nord de l'Aliet.....	154
A : Depuis la crête de la Cicla à 2630 m	
B : Depuis la jonction de la crête de la Cicla avec l'arête sommitale du massif, vers 3050 m	
Fig. 54 : Vue sur la face E de l'Aliet - Mont-Blanc de Peisey.....	158
A : Paysage	
B : Interprétation tectonique	
C : Quaternaire	
Fig. 55 : Etude géométrique de la surface de charriage de l'Aliet- Mont-Blanc de Peisey...	160
A : données cartographiques	
B : coupes morphologiques	
C : carte en isohypses de la surface de charriage	

Fig. 56 : Face nord du massif de Bellecôte. Vue d'ensemble depuis l'Aiguille Grive.....	164
A : partie E	
B : partie W	
Fig. 57 : Interprétation géologique de la face N de Bellecôte.....	165
A : partie E	
B : partie W	
Fig. 58 : Vues d'une plaque mince dans les mylonites de phase 1 (M).....	168
A : vue d'ensemble	
B : détail d'un film d'amphibole	
Fig. 59 : Vue de la base du faciès métamylonitique M dans la face N de Bellecôte.....	169
Fig. 60 : Coupe synthétique interprétative des rapports entre Flanc Inverse et Flanc Normal, dans la face N de Bellecôte au droit du glacier de Pépin et de la crête de la Cicla.....	170
Fig. 61 : Vue du synclinal à cœur triasique en face N sous le sommet de Bellecôte.....	172
A : paysage	
B : interprétation géologique	
Fig. 62 : Vue du massif du Mont Pourri depuis le glacier de Bellecôte.....	174
A : paysage	
B : interprétation géologique	
Fig. 63 : Le contact Vanoise-zone houillère dans la vallée du Ponturin.....	176
A : panorama depuis le Dôme des Pichères	
B : interprétation géologique	
Fig. 64 : La déformation dans les quartzites versicolores (t _{qv}) de la zone houillère vus en plaque mince.....	178
A : faciès non déformé	
B : faciès déformé	
Fig. 65 : Carte des affleurements et coupe interprétative synthétique de la zone houillère entre La Plagne et Peisey.....	180
Fig. 66 : Les mines de plomb argentifère de La Plagne.....	186
A : Coupe de Rogel (1961)	
B : Réinterprétation du dessin de Rogel	
Fig. 67 : Reconstitutions palinspastiques dans Bellecôte.....	196
A : Flanc Normal : A1 : carte au début du Permien A2 : coupe au début du Trias moyen	
B : coupe du Flanc Inverse et du Mont Pourri au début du Permien	
Fig. 68 : Localisation dans les Alpes occidentales des séries antétriasiques comparées avec celle de Bellecôte.....	202
Fig. 69 : La région du Ruitor.....	208
Fig. 70 : Données lithostratigraphiques sur la Vanoise méridionale d'après Platt et Lister (1985). Carte. Coupe.....	212
Fig. 71 : La Nappe du Grand-Saint-Bernard au Sud de Sion.....	216
A : carte	
B : coupe	
Fig. 72 : Carte des massifs cristallins externes (P. Giraud, 1979).....	220
Fig. 73 : Coupe dans la série du Vieux Chaillol (SW du massif des Ecrins-Pelvoux) par Le Fort (1973, fig. 8 p. 43).....	224
Fig. 74 : Caractères géochimiques des roches de la série du Vieux Chaillol Comparaison avec l'Antépermien de Bellecôte.....	226

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 : Evénements tectonométamorphiques alpins en Vanoise.....	22
Tabl. 2 : Analyses chimiques de roches du secteur de la Pointe des Chardes.....	72
Tabl. 3 : Analyses chimiques de roches dans le secteur du col de la Chiaupe.....	80
Tabl. 4 : Classement des échantillons analysés par faciès.....	94
Tabl. 5 : Analyses anormales, classées par faciès.....	98
Tabl. 6 : Analogies entre la série antéhouillère du Vieux Chaillol et la série antépermienne de Bellecôte.....	227

TABLEAUX NON NUMÉROTÉS

Tabl. fig. 19 : Norme C.I.P.W. de l'échantillon G83 107 du faciès q.....	45
Tabl. fig. 34 : Analyses microchimiques de grenats du faciès ξ	100
Tabl. lég. fig. 46 : Normes possibles avant le métamorphisme alpin pour les faciès de Schistes Noirs et roches quartzeuses et natures originelles probables.	121
Tabl. texteIII.3.2.b : Comparaison des teneurs les plus fréquentes en éléments majeurs des Schistes Noirs à des moyennes mondiales.....	128
Tabl. texteIII.3.3 : Comparaison des teneurs les plus fréquentes en éléments majeurs des sills dans les Schistes Noirs à des moyennes mondiales.....	131
Tabl. texteIII.3.4.b : Comparaison des teneurs les plus fréquentes en éléments majeurs des gabbros et roches basiques associées à des moyennes mondiales.....	133
Tabl. texteIII.3.5 : Modes ou moyennes des 6 analyses du faciès ϵ	135
Comparaison des teneurs les plus fréquentes en éléments majeurs des roches quartzeuses q, q₁, q₂ à des moyennes mondiales.....	136
Tabl. lég. fig. 50 : secteurs à schistosité tardive S ₃ . Allure de ces S ₃	148

ANNEXE 1 **DESCRIPTION DES** **ÉCHANTILLONS ANALYSÉS** **(ABRÉVIATIONS : VOIR P. 266)**

N° FACIES		LOCALISATION	DESCRIPTION SOMMAIRE
1ère ligne :		lieu-dit	aspect macroscopique
2ème ligne :		coordonnées Lambert II X et Y (km) ; Z (m)	minéraux identifiés au microscope (<u>cardinaux</u> ; porphy- roblastes ou amas ; abondants ; + : associés ; ± : présents)
E 2	s _R	gorges de la Pontille, route 942,3 - 2060,33 - 1420	schiste gris à fin rubanement blanc mat <u>qz ab phg op</u>
E 12	n	Côtes Vertes, éboulis 945,1 - 2059,3 - 2150	r. blanc mat à petits polygones verts (ex-augites ?) act zoī phg glauc stilpn op
E 13	n	contrefort NE de la Sauvire 947,4 - 2058,4 - 1950	sch. brun-verdâtre à aiguilles noires d'amphibole <u>act+glauc</u> (ex-augites ?) sph chl ab qz phg op stilpn
E 14	σ / s _R	gorges de la Pontille, route 942,3 - 2060,33 - 1420	r. rubanée verte, dense, à grain fin (sill dans E 2) <u>act sph chl qz ab</u> ± pyr
E 15	n _A	Lac de Friolin, rive E 944,71 - 2065,95 - 2491	roche à phénoblastes d'albite ovoïdes <u>ab chl zoī op</u>
E 16	σ / n	50 m à l'Est du Pas de Genêt 949,6 - 2063,3 - 2870	r. verte à feldspaths rectangulaires <u>zoī+ab</u> (ex-plagioclases) sph+op chl act qz
E 17	s _R	pn̄te du Tougne, versant E 943,6 - 2064,0 - 2600	r. vert pâle à délitage sériciteux <u>ab phg qz</u> ± chl ± sph ± op
E 18	σ / s _R	comme le précédent 943,5 - 2064,0 - 2630	r. vert foncé proche de E 17 <u>ab chl leucox op glauc cc</u>
P 79 38	sv / s _N	NNW du ref. de Plaisance 948,3 - 2061,6 - 2270	r. foliée grise à passées vertes, grain fin <u>ab + qz phg ép leucox</u> ± zoī+ab ± chl
P 80 29	A	Crête des Echines 948,67- 2059,0 - 2060	r. litée vert sombre, peu fissile ; taches noires (ex-galets ?) <u>qz ab pist leucox sph cc z</u> ± chl ± phg ± tour
P 80 31	A	comme le précédent 948,7 - 2059,0 - 2100	comme le précédent ; au contact d'un sill comme le précédent
P 80 34	A	comme le précédent 948,8 - 2059,23- 2350	grauwacke litée gris vert clair comme le précédent ; passage progressif au suivant
P 80 35	A	comme le précédent 948,7 - 2059,23- 2350	r. gris sombre à noire, à grain très fin <u>qz phg chl</u> ± ab ± z
P 80 37	s _N	comme le précédent 948,87- 2059,28- 2400	schiste pélitique sombre comme le précédent
P 80 39	A	comme le précédent 948,32- 2059,05- 1870	grauwacke claire comme P 80 29
P 80 96	A	le Laisonnay, mur d'enclos 947,56- 2059,47- 1570	grauwacke à galets mous schisteux noirs <u>qz ab pist leucox chl phg</u> ± cc(filonnets) ± tour
P 80 98	A	comme le précédent id.	grauwacke verte mylonitique à galets (?) quartzeux comme le précédent
P 80 109	s _N	Pointe des Chardes (arête W) 947,4 - 2061,98- 2840	schiste à trabécules sombres, peu fissile <u>qz phg op</u> (matière organique) ± z ± ép
P 81 10	s _N	chemin du Tovet 943,5 - 2061,15- 1705	schiste noir finement rubané, micacé <u>qz phg op</u> (matière organique) ± ép
P 81 13	s _G	comme le précédent 943,7 - 2061,32- 1770	schiste gréseux micacé à patine gris-vert, oxydé <u>qz phg chl</u> (magnésienne) pyr ± ab ± ép
P 81 30	σ / s _N	Chapendu 944,9 - 2061,78- 2000	ex-r. magmat. vert sombre à grain très fin en sill <u>chl act zoī</u> (amas de déstabilisation) sph qz ± phg

P 81 38	s _G	Pointe des Chardes W 946,75- 2061,72- 2600	grès verdâtre fin <u>qz</u> <u>ab</u> <u>phg</u> <u>chl</u> + <u>ép</u> + <u>op</u> + <u>z</u> + <u>tour</u> + <u>sph</u>
P 81 50	σ/s _N	Pointe des Chardes (arête SW) 947,3 - 2061,82- 2800	ex-r.magmat.grenue verte (cœur de sill) <u>act</u> + <u>chl</u> (ex-pyrox) <u>sph</u> <u>leucox</u> <u>ép</u> + <u>qz</u> + <u>ab</u>
P 81 51	σ/s _N	comme le précédent id.	éponte de P 81 50, microgrenue, bordée d'un liseré de quartz comme le précédent
P 81 65	n	Chamossières 944,78- 2062,8 - 2300	métagabbro vert grenu <u>act</u> + <u>chl</u> + <u>phg</u> (ex-pyrox) <u>pist</u> <u>sph</u> + <u>leucox</u> + <u>qz</u> + <u>ab</u>
P 81 73	sv/s _R	Bois de la Taillette 944,62- 2059,75- 1890	chloritoschiste clair finement rubané (tuf) <u>qz</u> <u>phg</u> <u>ab</u> + <u>chl</u> (magnésienne) + <u>ép</u> -
P 81 88	σ/s _N	Pointe des Chardes (arête SW) 947,27- 2061,80- 2760	ex-r.magmat.à grain très fin vert, en filon-couche <u>act</u> + <u>chl</u> (ex-pyrox) <u>pist</u> <u>leucox</u> <u>zoï</u> (<u>ex-plagio</u>) + <u>qz</u>
P 81 93	σ/s _N	comme le précédent 947,31- 2061,7 - 2770	ex-r.magmat. à grain fin, vert pâle, en filon-couche <u>act</u> + <u>chl</u> <u>sph</u> + <u>leucox</u> <u>zoï</u> <u>phg</u> + <u>qz</u> + <u>cc</u>
P 81 98	σ/s _N	comme le précédent 947,05- 2061,88- 2730	comme le précédent, à pyrite idem
P 81 116	sv/s _R	gorges de la Pontille, route 942,2 - 2060,4 - 1435	prasinite à grain fin, finement rubanée <u>qz</u> <u>phg</u> <u>chl</u> <u>ab</u> <u>op</u> + <u>sph</u> <u>cc</u> + <u>ép</u> + <u>tour</u>
P 81 117	σ/s _R	comme le précédent 942,3 - 2060,42- 1440	ex-r.magmatique microgrenue en sill <u>act</u> <u>zoï</u> <u>ab</u> <u>phg</u> <u>chl</u> <u>sph</u> + <u>pist</u> + <u>cc</u> (filonnets)
P 81 123	σ/s _N	Pointe des Chardes (arête E) 947,87- 2061,75- 2500	ex-r.magmat.grisâtre à grain fin, foliée, en sill <u>zoï</u> + <u>act</u> + <u>chl</u> <u>ép</u> + <u>qz</u> + <u>cc</u> (filonnets)
P 81 126	sv/s _N	comme le précédent 947,82- 2061,85- 2530	chloritosch. clair micacé finement rubané vert et blanc <u>qz</u> <u>chl</u> <u>phg</u> <u>ép</u> <u>op</u> + <u>ab</u>
P 81 128	σ/s _N	Creux de la Laisille 947,87- 2062,28- 2580	r.verte étirée à grain fin d'aspect magmatique <u>act</u> + <u>glauc</u> <u>ab</u> <u>chl</u> <u>pist</u> <u>op</u> <u>sph</u> <u>cc</u> <u>qz</u>
P 81 138	s _R	Côtes Vertes 945,06- 2059,25- 2150	schiste verdâtre quartzeux à litage pluricentimétrique <u>qz</u> <u>ab</u> <u>chl</u> (magnésienne) <u>op</u> + <u>phg</u> + <u>tour</u>
P 81 139	n ₂	comme le précédent 945,06- 2059,25- 2150	r.massive et dense, blanchâtre à lentilles vert sombre <u>zoï</u> <u>phg</u> <u>act</u> + <u>glauc</u> + <u>pist</u> <u>chl</u> <u>leucox</u>
P 81 141	n ₂	comme le précédent (éboulis) 945,35- 2058,93- 2260	r.massive et dense, blanche à lentilles vert clair <u>pist</u> + <u>zoï</u> + <u>phg</u> + <u>ab</u> <u>cc</u> + <u>qz</u>
P 81 143	n	comme le précédent 945,52- 2058,85- 2300	métagabbro sombre non décrit
P 82 8	s _G	contreforts NE de la Sauvire 947,28- 2058,38- 1980	schiste gris pélitique non décrit
P 82 9	s _G	comme le précédent 947,25- 2058,40- 1980	schiste gris feldspathique <u>phg</u> <u>chl</u> (magnésienne) <u>qz</u> <u>ab</u> <u>cc</u> <u>op</u> + <u>sph</u> + <u>qz</u>
P 82 10	n ₂	comme le précédent 947,25- 2058,42- 1970	comme P 81 141, au bord de la masse magmatique <u>zoï</u> + <u>phg</u> <u>act</u> <u>chl</u> + <u>ap</u> + <u>leucox</u> + <u>qz</u> (filonnets)
P 82 11	n ₂	comme le précédent 947,25- 2058,43- 1970	r.grise à lentilles grises, à toucher talqueux <u>act</u> (ex-pyrox) <u>zoï</u> + <u>phg</u> <u>chl</u> <u>leucox</u> + <u>pist</u> + <u>ab</u> <u>qz</u> + <u>cc</u>
P 82 12	n	comme le précédent 947,25- 2058,46- 1960	r.vert clair à grosses amphiboles comme le précédent, avec ap stilpn
P 82 14	n	comme le précédent 947,25- 2058,47- 1950	métagabbro, à amphiboles de 2 mm comme P 82 12
P 82 15	n	comme le précédent 947,25- 2058,5 - 1960	métagabbro sombre à grain plus fin que P 82 14 <u>glauc</u> <u>leucox</u> <u>chl</u> stilpn <u>cc</u> + <u>qz</u> (recristallisations)

P 82 16	σ / η	comme le précédent 947,25- 2058,55- 1960	r.basique vert sombre en filon dans la masse magmatique <u>act</u> + <u>glauc</u> leucox chl stilpn zoī cc qz ± ap
P 82 17	n	comme le précédent 947,2- 2058,72- 2000	r.claire à phénocristaux millimétriques feldspathiques <u>ab</u> leucox stilpn ± zoī ± ap
P 82 18	σ / η	comme le précédent idem	filon sombre gris noirâtre à reflets bleutés <u>cc</u> <u>chl</u> (magnésienne) <u>zoī</u> + leucox
P 82 19	A	chemin de Plaisance, éboulis 948,1 - 2059,75- 1930	grauwacke fine gris verdâtre clair à niveaux carbonatés <u>qz</u> <u>ab</u> phg op + sph ± chl ± ép ± tour ± z
P 82 20	s _N	comme le précédent, éboulis idem	schiste gréseux noir, à altération rousse <u>qz</u> <u>phg</u> <u>op</u> (matière organique) ± pyr
P 82 21	s _N	comme le précédent, en place 947,95- 2059,7 - 1850	schiste noir charbonneux <u>op</u> (matière organique) <u>qz</u> <u>phg</u>
P 82 22	σ / s _N	éboulis, Est de Friburge 946,7 - 2060,1 - 1570	sill (zone claire, analysée, et fine zone sombre) zone claire : <u>chl</u> <u>ép</u> qz + ab ± cc
P 82 23	sv / s _N	comme le précédent 946,67- 2060,12- 1580	chloritoschiste clair finement rubané, à oxydes de fer <u>qz</u> <u>ab</u> <u>chl</u> phg pyr cc ± sph ± ép
P 82 24	sv / s _N	comme le précédent idem	niveau blanchâtre semblant interstratifié dans P 82 23 <u>ab</u> <u>qz</u> ± chl ± cc ± sph ± ép
P 82 25	σ / s _N	comme le précédent 946,55- 2060,15- 1570	chloritoschiste hétérogène, à rubanement décimétrique (tuf?) <u>qz</u> <u>ab</u> <u>chl</u> <u>ép</u> glauc pyr ± ap
P 82 26	σ / s _N	comme le précédent 946,72- 2060,1 - 1570	niveau basique à gros grain associé à P 82 27 <u>chl</u> <u>pist</u> glauc sph + leucox pyr qz + ab cc
P 82 27	σ / s _N	comme le précédent idem	filon basique fin associé à P 82 26 <u>chl</u> <u>ép</u> qz + ab (de recristallisation)
P 82 28	σ / s _N	comme le précédent 946,75- 2060,12- 1570	filon basique vert à grain fin associé à P 82 29 <u>qz</u> <u>ab</u> <u>chl</u> phg ± sph ± ép ± gnt
P 82 29	sv / s _N	comme le précédent idem	chloritoschiste finement rubané associé à P 82 28 comme P 82 28, avec pyr
P 82 30	s _N	comme le précédent 946,77- 2060,07- 1570	roche quartzreuse verte (grès ?) <u>qz</u> <u>ab</u> chl phg cc
P 82 31	s _G	comme le précédent 946,82- 2060,07- 1570	roche quartzomiacée grise (grès ?) comme le précédent, ± ép
P 82 32	σ / s _N	comme le précédent idem	chloritoschiste fin ^l ité vert et blanc à patine rouille <u>qz</u> <u>ab</u> <u>chl</u> <u>ép</u> stilpn pyr
P 82 33	s _N	comme le précédent 946,87- 2060,05- 1570	schiste rubané et crénelé gris de plomb <u>qz</u> <u>ab</u> <u>phg</u> <u>op</u> (matière organique) chl
P 82 34	s _N	comme le précédent 946,9 - 2060,0 - 1560	sch. noir à patine rouille, à crachées jaune soufre <u>qz</u> <u>op</u> (matière organique) phg
P 82 35 *	s _G	grotte de Friburge 946,25- 2060,27- 1600	roche carbonatée brun chocolat (non analysée)* <u>chl</u> <u>stilpn</u> <u>ép</u> gnt ap ± glauc ± op
P 82 36	σ / s _N	comme le précédent idem	filon basique décimétrique à grain fin avec P 82 35 <u>chl</u> <u>cc</u> <u>ép</u> glauc sph leucox qz ± ab ± stilpn ± pyr ± op
P 82 37	σ / s _N	comme le précédent idem	comme P 82 36, très fin <u>chl</u> <u>phg</u> <u>ép</u> qz ± ab
P 82 38	σ / s _N	comme le précédent idem	filon basique métrique à grain millimétrique <u>act</u> + <u>glauc</u> phg chl ép sph qz + ab
P 82 39	s _R	gorges de la Pontille, route 942,15- 2060,3 - 1430	schiste gris <u>qz</u> <u>phg</u> chl (magnésienne) ab ± op ± ap ± ép ± cc

(*) : Analyse de Peruccio-Parison (tabl. 11a, p. 106) dont la description manque. Cet aspect macroscopique est celui d'un filon voisin de l'échantillon analysé ; l'aspect microscopique correspond pour sa part à l'échantillon analysé (indications orales de ^{me} Peruccio-Parison).

P 82 40	s _R	comme le précédent 942,2 - 2060,4 - 1435	schiste vert <u>qz phg chl</u> (magnésienne) + ap + op (oxydes)
P 82 41	s _R	comme le précédent 942,21 - 2060,37 - 1435	roche verte quartzeuse (grès ?) <u>qz ab phg</u> + ép + ap + op (oxydes)
P 82 42	σ/s _R	comme le précédent 942,22 - 2060,37 - 1440	sill basique de 20 cm <u>ép cc chl sph qz</u>
P 82 43	s _R	comme le précédent 942,25 - 2060,37 - 1440	r. quartzeuse (grès ?) à mouches mm noires fin ^t lité <u>qz ab cc phg</u> + chl + sph + op (matière organique) + ép
P 82 44	s _R	comme le précédent 942,37 - 2060,37 - 1440	r. quartzeuse fine à patine verdâtre (grès ?) <u>qz ab phg</u> + chl + op (oxydes)
P 82 45	σ/s _R	comme le précédent 942,3 - 2060,42 - 1440	sill basique demi-métrique <u>act zoī chl phg sph</u> + leucos qz + ab cc (filonnet)
P 82 46	s _R	comme le précédent 942,31 - 2060,42 - 1445	schiste noir (non analysé) <u>phg cc</u> (lits) qz ab op (matière organique)
P 82 47	s _R	comme le précédent idem	schiste verdâtre <u>qz ab phg</u> + chl + op (oxydes)
P 82 48	σ/s _R	comme le précédent 942,35 - 2060,45 - 1445	sill basique métrique à grain fin <u>chl</u> (magnésienne) zoī op (oxydes) + qz
P 82 49	s _R	comme le précédent 942,36 - 2060,45 - 1450	schiste gris chloriteux <u>chl stilpn qz</u> + ab + cc + op (oxydes)
P 82 50	σ/s _R	comme le précédent 942,37 - 2062,45 - 1450	sill basique (1 m) à grain plus grossier que P 82 48 <u>act chl sph zoī qz</u> + leucos
G 82 115	q ₁	Chalet du Berthoud ; bloc 951,4 - 2065,9 - 2100	r. blanche à laminations mm vert/blanc; avec G 82 116 <u>qz ab phg chl cc</u> + glauc + zoī
G 82 116	ε	même bloc que le précédent id.	r. massive (avec G 82 115) à laminations mm vert pâle/sombre <u>chl ab qz zoī pist phg sph pyr ap glauc</u> + biot verte
G 82 118	ε	Derrière la Rêbe ; G.R.5 951,3 - 2066,7 - 1990	chloritoschiste fin gris-bleu à pyr et ox. de Fe <u>chlo qz ab zoī sph phg pyr op ap</u> (pâte très fine)
G 82 119	q ₁	comme le précédent 951,2 - 2066,9 - 1960	r. quartzeuse fin ^t feuilletée (passées métriques <u>in</u> G 82 120) <u>qz (+ ab ?) chl phg</u> + ép + sph
G 82 120	ε	comme le précédent 951,0 - 2067,0 - 1920	schistes verts à yeux de pistachite centimétriques <u>chl zoī pist ab qz phg op ap</u>
G 82 121	q ₁	comme le précédent id.	r. quartzo-albitique blanche feuilletée à phyllites vert pâle <u>qz ab chl stilpn phg ank</u>
G 82 125	q ₂	gorge du Nant Benin 944,15 - 2065,32 - 2230	15 m de r. claire quartzeuse feuilletée, massive <u>qz</u> + phg + cc
G 82 126	σ/q ₂	comme le précédent 944,15 - 2065,32 - 2225	1,5 m de r. vert sombre à grain fin <u>in</u> G 82 125 <u>act chl ép sph ab qz ap op</u>
G 82 127	s _N	comme le précédent 944,13 - 2065,42 - 2200	r. gris sombre foliée mais massive (aspect de grès fin) <u>qz ab chl phg stilpn sph op</u>
G 82 128	s _N	comme le précédent id.	schistes noirs fissiles à lamines mm claires <u>qz ab phg chl op cc tour</u> + pyr + sph + ép
G 82 130	σ/s _N	comme le précédent (confluent) 944,07 - 2065,45 - 2156	r. vert clair à grain fin ; 1 m, <u>in</u> G 82 128 (très fin) <u>zoī ab chl act sph qz phg op</u>
G 82 131	σ/s _N	comme le précédent id.	2 m vert clair à cristaux noirs (2-3 mm) d'amphibole <u>act chl ép ab qz sph ap op</u>
G 82 132	n	bloc éboulé ; Nant Benin rive E 943,75 - 2066,21 - 1900	r. gris vert clair à amphiboles (3-4 mm), petites épidotes <u>act chl ép ab qz sph ap</u>

G 82 133	n	comme le précédent id.	cf. G 82 132, avec grain plus gros (faciès de cumulat ?) <u>act</u> + <u>ab</u> (imbriqués) <u>chl</u> <u>ép</u> sph ± qz
G 82 134	sn	piste, Nant Benin (paquet glissé) 943,68 -2066,63 -1850	schistes noirs fissiles à altération rouille cf. G 82 128
G 83 005	sn	ravin, WSW du Lac de la Plagne 951,70 -2063,38 -2200	passées grises luisantes dans schistes noirs <u>qz</u> ± <u>ab</u> , <u>phg</u> ± <u>chl</u> , cc sph op pyr
G 83 006	σ/q2	Pointe de Friolin, arête NE 945,72 -2067,14 -2375	r.vert sombre massive (passées de 1-2 m dans q2), à pyrite <u>act</u> (bleu-vert) <u>ab</u> + <u>ép</u> (saussurite) glauc chl cc sph ap ± qz
G 83 007	σ/q2	comme le précédent 945,65 -2067,07 -2420	r.verte à rubanement albitique (passées 0,5 m in q2) <u>ab+ép</u> (saussurite) <u>spb+op</u> (ex-titanomagnétites ?) chl cc
G 83 014	n2	bloc éboulé ; Est du Val de Genêt 951,30 -2063,28 -2250	r.massive vert-bleuté clair à amphiboles mm <u>act</u> , <u>spb</u> + <u>op</u> , <u>cc</u> <u>chl</u> ap ± qz
G 83 015	q2	falaise au N du Val de Genêt 950,83 -2063,45 -2420	r. foliée mais massive, blanc-rosé, en bancs métriques <u>qz</u> phg chl ± z
G 83 017	sn	Val de Genêt, bord nord 950,83 -2063,34 -2390	r.gris-noir fine (aspect de grès micacé), à patine noir-rouille <u>qz</u> <u>ab</u> phg chl op pyr ± <u>ép</u> ± tour ± gnt (?)
G 83 021	n	Plan Richard, rive N du lac 2481 950,55 -2063,48 -2490	r. massive vert-bleuté clair à amphiboles mm noires <u>act</u> <u>chl</u> <u>spb+op</u> ab zoī qz cc phg
G 83 023	ξ	prise d'eau E.D.F., Nant Putors 950,83 -2067,48 -1840	r.grise massive à yeux de quartz centimétriques <u>qz</u> ab phg stilpn (± biot ?) <u>gnt</u> (spessartine) cc op
G 83 032	n	Pointe de Friolin, arête NW 945,35 -2066,95 -2535	r.vert-bleuté clair à amphiboles 1-5 mm <u>ab</u> <u>act</u> <u>spb</u> (amas zonés squelettiques) <u>chl</u> zoī cc
G 83 035	σ/n	comme le précédent 945,40 -2066,88 -2590	r. vert sombre fine en filon (?) métrique in G 83 032 (pâte fine) <u>ép</u> <u>ab</u> <u>act</u> <u>chl</u> sph cc
G 83 036	σ/n	comme le précédent 945,50 -2066,80 -2635	r.verte chloritoalbitique en filon (?) dans G 83 032 <u>ab</u> + <u>qz</u> (amas symplectiques) chl <u>spb</u> -leucox zoī ap
G 83 037	nA	comme le précédent id.	r. claire, grain grossier, patine rouille (filon in G 83 032) <u>ab</u> + <u>qz</u> (symplectiques : fig. 35) chlo cc ± <u>spb</u> ± op
G 83 038	σ/n	Plan Richard, lac 2481, rive W 950,55 -2063,41 -2482	filon (?) vert sombre à grain fin in G 83 021 même aspect que G 83 035
G 83 039	ε	Plan Richard 950,53 -2063,70 -2510	passée verte plurimétrique in q1 (040, 042, 043) <u>pist</u> <u>chl</u> <u>ab</u> <u>qz</u> zoī sph pyr op
G 83 040	q1	comme le précédent id.	r.quartzreuse feuilletée à patine rouille non observée
G 83 041	ε	comme le précédent id.	bande épaisse de 1 m, vert sombre, in G 83 040 même aspect que G 83 039
G 83 042	q1	comme le précédent id.	bande de 0,5 m grise (feldspathique ?) in G 83 040 <u>qz</u> <u>ab</u> phg chl
G 83 044	ε	comme le précédent id.	passée métrique à boules cm d'épidote in G 83 039 <u>pist</u> <u>zoī</u> <u>chlo</u> ab act sph cc qz
G 83 046	q2	ravin E du Val de Genêt, éboulis 951,57 -2063,32 -2220	r. quartzreuse claire à feuilletage roux (altération ?) <u>qz</u> phg (rousse, probabl. oxydée)
G 83 053	n	pente à l'Ouest du Val de Genêt 950,17 -2062,87 -2640	r. massive vert-bleuté clair à amphiboles mm <u>ab</u> <u>act</u> <u>ép</u> <u>spb</u> <u>chl</u> cc
G 83 057	σ/q2	Val de Genêt, ravin NW, rive S 950,30 -2063,01 -2560	chloritoschiste massif à lamines mm blanches ; 1-2 m in q2 <u>ab</u> <u>qz</u> (lamines claires) · <u>hl</u> <u>ép</u> <u>cc</u> sph (lamines sombres)
G 83 064	q2	éboulis, ch ^{et} du Berthoud, rive E 951,70 -2066,15 -2120	cf. G 83 015, avec veux mm de quartz bleuté <u>qz</u> phg ox z

G 83 066	n ₂	Val de Genêt 951,12 - 2063,08 - 2340	r.vert pâle à amphiboles de 2-5 mm, filonnets carbonatés <u>act</u> (très pâle) <u>sph</u> , <u>chl</u> + <u>zoī</u> (pâte très fine)
G 83 067	n ₂	comme le précédent 951,14 - 2063,23 - 2310	r. blanche massive à grain fin, cassure esquilleuse (pâte fine très absorbante) <u>zoī sph chlo pist</u> cc op + qz
G 83 106	q	Fond du Plan Richard, éboulis 950,05 - 2064,37 - 2610	r.blanc livide, feuilletée, en masse décamétrique circonscrite <u>qz</u> + ab (fins, indiscernables) <u>phg</u> + cc
G 83 107	q	comme le précédent id.	<u>in</u> G 83 106, passée blanc mat, d'aspect plus albitique (texture microgranitique :fig. 19) <u>qz</u> (rhyolitiques) <u>ab phg</u> cc
G 83 108	n	Sauvire, 150 m W du p ^t 2694 946,3 - 2058,1 - 2635	r.gris-bleuté clair à amphiboles 1-4 mm non observée
G 83 109	q ₂	Sauvire, 150 m W du p ^t 2657 946,2 - 2058,3 - 2600	r.quartzeuse feuilletée (à passées métriques vert sombre) non observée
G 83 110	σ/s _N	Val de Genêt, bord SW 950,65 - 2062,70 - 2495	lentille 0,5 m x 5 m gris-rouille, à micas mm, pyr, cc <u>mu</u> (magnésienne ?) <u>ab chl cc qz pyr</u>
G 83 118	q ₂	Golet de la Vallaisonnay pente N 947,32 - 2062,20 - 2740	bancs métriques quartzo-albitiques (alternant avec G 83 119) <u>qz phg</u> + <u>ab</u> + <u>chl</u>
G 83 119	σ/q ₂	comme le précédent id.	passées vert sombre à grain fin (<u>in</u> G 83 118) <u>ab chl sph pyr op</u>

MINERAUX : ab : albite - act : actinote - ank : ankérite - ap : apatite - biot : biotite - cc : carbonates - chl : chlorite - ép : épidote s.l. - glauc : glaucophane s.l. - gnt : grenat - leucox : leucoxène - mu : muscovite - op : opaques (matière organique, oxydes, sulfures,...) - phg : phengite (séricite) - pist : pistachite - pyr : pyrite (et hématite) - ex-pyrox : pseudomorphoses de pyroxènes - qz : quartz - sph : sphène - stilpn : stilpnomélane - tour : tourmaline - z : zircon - zoī : zoïsite et clinozoïsite.

PRELEVEMENTS ET ANALYSES : E xx : in Ellenberger (1958) ; analyses réalisées par voie humide - P xx xxx : in Peruccio-Parison (1984), et communications personnelles du même auteur ; analyses réalisées par quantométrie au C.R.P.G. (Nancy), sauf : P 79 38 à P 80 98, par voie humide, sans les traces mais avec FeO - G 8x xxx : analyses nouvelles réalisées par quantométrie au C.R.P.G. (Nancy).

LOCALISATIONS ET FACIES : déduits, pour les analyses déjà publiées, des indications fournies par les auteurs. Lieux-dits indiqués sur les cartes I.G.N. Moutiers N°3-4-7-8 à 1/25 000, édition 1976. X,Y : précision ± 1 sur le dernier chiffre donné. Z : précision ± 10 m. Les attributions faciologiques découlent des interprétations lithostratigraphiques et structurales proposées dans ce mémoire (cf. fig. 33 et tabl. 4).

EFFECTIFS :	s _R	11
	sv/s _R	2
	σ/s _R	7
	A	8
	s _N	13
	s _G	6
	sv/s _N	5
	σ/s _N	20
	q ₂	6
	σ/q ₂	5
	n	14
	n ₂	7
	n _A	2
	σ/n	6
	q ₁	5
	ε	6
	q	2
	ξ	1
EFFECTIF TOTAL		126

ANNEXE 2

TABLEAUX

D'ANALYSES CHIMIQUES

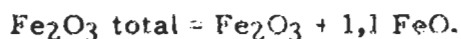
Les échantillons sont groupés par faciès. La liste, par ordre numérique, des 126 échantillons, leur localisation, et leur description sommaire font l'objet de l'annexe 1, à la fin de laquelle figurent également les références des auteurs consultés, et la liste des symboles de faciès (pour une définition de ceux-ci, résumée en fig. 33, cf. chap. II et III).

LEGENDE DES TABLEAUX D'ANALYSES :

- lignes d'en-tête, EN MAJUSCULES : groupe d'assises et/ou série (nomenclature : cf. fig; 33), symbole du faciès, description résumée ;
- en gras : numéros d'échantillons, puis total des pourcentages pondéraux, d'oxydes d'éléments majeurs, et de perte au feu (P-F) ;
- huit dernières lignes : teneurs, en parties par million, des éléments en traces ;
- symboles divers :
 - + : total recalculé ;
 - < : élément en trace à teneur inférieure aux seuils de détection ;
 - > : id., à teneur supérieure ;
 - * : pollution au broyage (pour le cobalt, et dans le cas des roches quartzeuses).

REMARQUES :

Pour les analyses faites par voie humide (celles où les éléments en traces n'ont pas été dosés), le fer ferreux (FeO) est ajouté au fer ferrique (Fe₂O₃) avec la convention :



Dans ces mêmes analyses, le total des pourcentages d'éléments majeurs a été recalculé pour tenir compte de la correction précédente.

FICHER INFORMATIQUE : toutes ces données sont archivées à la banque de données informatisée du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (15, rue N.D. des Pauvres, F 54500 Vandœuvre-lez-Nancy), dans le :

FICHER VANOISE (MASSIF DE BELLECOTE) - VERSION GUILLOT.

q₁

q

ξ

ROCHES QUARTZEUSES DE LA PARTIE INFÉRIEURE DES SÉRIES

MICASCHISTES

	DU MONT POURRI : q ₁			DE BELLECÔTE : q ₁		et q (cheminée)		À GRENATS (ξ)
	G 82 115	G 82 119	G 82 121	G 83 040	G 83 042	G 83 106	G 83 107	G 83 023
SiO ₂	76,41	87,23	76,58	91,18	86,44	80,56	77,70	65,33
Al ₂ O ₃	11,89	5,16	12,51	4,08	5,60	11,63	11,72	13,41
Fe ₂ O ₃	1,97	1,72	2,17	0,48	1,15	1,20	1,21	6,80
MnO	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,12
MgO	0,35	0,72	0,92	0,42	0,75	0,00	0,09	1,43
CaO	0,60	0,25	0,00	0,00	1,09	0,00	0,00	1,85
Na ₂ O	5,36	1,41	4,71	1,17	1,38	2,18	1,99	4,64
K ₂ O	0,86	0,74	1,81	0,80	0,97	3,00	4,99	2,25
TiO ₂	0,15	0,18	0,17	0,15	0,27	0,11	0,09	0,63
P ₂ O ₅	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14
P-F	1,02	0,83	1,04	0,79	2,00	1,44	1,17	2,64
TOTAL	98,65	98,65	99,94	99,09	99,68	100,14	98,98	99,24
Ba	243	210	411	141	216	556	558	381
Co	98*	150*	124*	>150*	135*	110*	49*	62
Cr	5	5	5	24	45	<10	<10	13
Cu	5	5	5	<10	<10	<10	<10	<10
Ni	28	33	16	27	30	12	<10	<10
Sr	44	5	14	<10	26	<10	11	98
V	29	5	5	27	28	<10	<10	57
Rb	19	13	46	28	51	91	146	59

ε

η_A

ROCHES VERTES RUBANÉES (ε) DE LA PARTIE INFÉRIEURE DES SÉRIES

MASSE MAGMATIQUE MÉDIANE

	DU MONT POURRI			DE BELLECÔTE			ALBITTE DE FRIOLIN : η _A	
	G 82 116	G 82 118	G 82 120	G 83 039	G 83 041	G 83 044	E 15	G 83 037
SiO ₂	50,89	53,48	49,11	48,81	60,65	49,26	54,70	60,90
Al ₂ O ₃	17,06	16,26	17,69	15,88	13,81	16,54	17,20	13,86
Fe ₂ O ₃	11,77	8,10	10,69	11,42	7,72	10,26	10,10	9,23
MnO	0,22	0,14	0,18	0,18	0,14	0,18	0,14	0,12
MgO	4,25	4,75	4,31	6,29	3,33	6,63	4,20	1,87
CaO	4,94	7,20	9,72	6,65	4,80	8,37	3,80	2,14
Na ₂ O	3,64	4,24	4,09	5,40	3,69	4,12	5,50	6,22
K ₂ O	1,25	1,01	0,24	0,02	0,38	0,05	0,15	0,21
TiO ₂	2,00	1,23	1,56	1,50	1,12	1,30	1,20	1,28
P ₂ O ₅	0,39	0,44	0,09	0,14	0,04	0,00	0,54	0,22
P-F	3,30	2,17	2,30	3,70	4,45	2,93	2,90	2,69
TOTAL	99,71	99,02	99,98	99,99	100,13	99,64	100,43⁺	98,74
Ba	340	230	46	34	121	33		63
Co	81	77	111	38	74	98		49
Cr	5	143	152	107	113	153	non	15
Cu	5	5	5	<10	<10	<10		<10
Ni	22	19	70	45	40	114	dosés	<10
Sr	266	244	425	272	174	315		82
V	215	206	223	273	174	242		130
Rb	31	24	5	34	44	34		16

η

MASSE MAGMATIQUE MEDIANE : η

ROCHE VERT-BLEUTE CLAIR A PORPHYROBLASTES NOIRS D'AMPHIBOLE, dite GABBRO

	E 12	E 13	P 81 65	P 81 143	P 82 12	P 82 14	P 82 15
SiO ₂	47,70	48,30	48,39	46,61	48,35	48,94	48,22
Al ₂ O ₃	17,95	13,05	14,80	15,95	13,15	14,67	12,44
Fe ₂ O ₃	3,68	18,43	10,34	8,77	13,40	12,31	16,47
MnO	0,09	0,35	0,20	0,14	0,23	0,20	0,26
MgO	8,80	3,80	8,21	10,08	5,26	6,36	3,57
CaO	15,10	5,45	9,35	10,61	9,60	9,63	5,96
Na ₂ O	1,70	2,90	3,14	2,20	2,97	3,21	3,72
K ₂ O	0,60	0,60	0,27	0,38	0,44	0,00	0,39
TiO ₂	0,40	4,00	1,08	0,59	2,25	2,09	3,08
P ₂ O ₅	0,12	0,35	0,06	0,04	0,14	0,13	0,18
P-F	3,45	4,30	2,86	3,43	3,03	2,81	5,65
TOTAL	99,59⁺	101,53⁺	98,70	98,80	98,82	100,35	99,94
Ba			74	86	54	55	97
Co			88	99	84	80	62
Cr	non		189	580	29	38	21
Cu			11	5	84	49	>150
Ni			57	96	36	47	18
Sr	dosés		281	212	193	176	90
V			303	191	372	323	272
Rb			11	5	12	15	34

	P 82 17	G 82 132	G 82 133	G 83 021	G 83 032	G 83 053	G 83 108
SiO ₂	59,10	49,69	51,84	52,64	50,20	47,45	46,13
Al ₂ O ₃	14,29	19,53	19,06	17,40	17,63	14,35	16,23
Fe ₂ O ₃	9,98	7,10	7,51	8,10	8,63	11,57	11,05
MnO	0,13	0,12	0,13	0,13	0,16	0,20	0,18
MgO	1,81	5,67	4,47	4,28	7,17	6,58	6,91
CaO	5,63	8,42	8,13	8,35	6,97	7,52	9,13
Na ₂ O	3,30	3,92	3,67	3,66	4,26	3,71	3,03
K ₂ O	0,06	0,39	1,03	1,12	0,68	0,19	0,13
TiO ₂	1,29	0,77	1,01	1,27	0,83	1,78	1,37
P ₂ O ₅	0,40	0,00	0,09	0,04	0,07	0,06	0,06
P-F	2,52	3,10	2,70	2,31	3,53	6,22	4,57
TOTAL	98,51	98,71	99,64	99,30	100,13	99,63	98,79
Ba	<10	104	212	370	186	42	50
Co	57	68	80	43	66	79	80
Cr	<10	107	63	58	129	365	54
Cu	30	5	5	<10	<10	40	48
Ni	13	28	26	18	26	49	83
Sr	181	353	342	286	291	201	175
V	65	153	158	214	175	297	239
Rb	<10	5	21	72	49	<10	14

MASSE MAGMATIQUE MÉDIANE : σ / η

FILONS, SILLS, OU ENCLAVES, DE ROCHE VERT SOMBRE

	E 16	P 82 16	P 82 18	G 83 035	G 83 036	G 83 038
SiO ₂	51,00	49,35	43,74	43,33	54,49	48,86
Al ₂ O ₃	17,50	14,41	22,57	15,70	14,76	15,05
Fe ₂ O ₃	11,63	13,78	6,60	14,58	9,55	11,32
MnO	0,17	0,22	0,10	0,24	0,17	0,19
MgO	4,70	3,67	8,18	8,29	3,15	6,01
CaO	9,35	8,21	10,17	6,28	4,72	8,86
Na ₂ O	2,00	4,00	1,60	3,44	5,89	4,67
K ₂ O	0,35	0,25	0,01	0,00	0,48	0,23
TiO ₂	1,30	2,49	0,25	3,63	2,37	1,64
P ₂ O ₅	0,25	0,23	0,05	0,39	0,08	0,16
P-F	3,10	3,78	6,01	4,30	4,58	2,29
TOTAL	101,35⁺	100,39	99,28	100,18	100,24	99,28
Ba		64	41	33	117	31
Co		58	116	94	21	41
Cr	non	38	129	188	27	124
Cu		66	47	<10	12	10
Ni		24	209	67	<10	36
Sr	dosés	213	258	111	130	330
V		432	111	359	285	267
Rb		14	<10	30	54	<10

σ/η

MASSE MAGMATIQUE MÉDIANE : σ/q_2

PASSEES MÉTRIQUES VERT SOMBRE DANS q_2

	G 82 126	G 83 006	G 83 007	G 83 057	G 83 119
SiO ₂	48,09	49,09	59,32	45,40	46,21
Al ₂ O ₃	13,72	13,51	14,94	15,72	13,45
Fe ₂ O ₃	13,58	13,66	10,20	11,26	12,34
MnO	0,22	0,24	0,13	0,19	0,23
MgO	5,33	5,47	3,02	7,34	5,88
CaO	9,45	7,36	3,40	8,64	6,85
Na ₂ O	2,80	4,05	4,59	2,50	3,59
K ₂ O	0,06	0,21	0,31	0,15	0,39
TiO ₂	2,41	2,45	1,35	1,41	2,55
P ₂ O ₅	0,34	0,39	0,38	0,10	0,32
P-F	4,49	2,90	2,70	7,78	7,13
TOTAL	100,49	99,33	100,34	100,49	98,94
Ba	28	51	91	30	54
Co	107	69	86	116	45
Cr	175	116	21	209	225
Cu	5	26	33	41	<10
Ni	65	44	17	99	70
Sr	272	275	155	315	208
V	268	284	154	234	329
Rb	5	13	17	<10	<10

σ/q_2

MASSE MAGMATIQUE MEDIANE : η_2

EX-FACIES PLAGIOCLASIQUES CLAIRS (SAUSSURITTES) AU SOMMET DE η

	P 81 139	P 81 141	P 82 10	P 82 11	G 83 014	G 83 066	G 83 067
SiO ₂	44,75	45,13	48,61	48,58	42,22	46,45	47,45
Al ₂ O ₃	16,07	27,05	21,20	16,61	22,84	19,36	24,99
Fe ₂ O ₃	10,13	3,82	5,58	9,36	5,84	8,87	3,30
MnO	0,17	0,06	0,10	0,16	0,11	0,14	0,08
MgO	11,00	3,38	5,58	6,05	8,24	8,29	2,96
CaO	10,66	9,89	10,92	10,50	12,83	9,59	11,81
Na ₂ O	1,77	1,38	3,43	3,08	2,16	2,81	3,66
K ₂ O	0,06	4,26	0,70	0,30	0,13	0,28	1,18
TiO ₂	0,72	0,37	0,40	1,33	0,28	0,42	0,53
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,06
P-F	4,00	3,96	3,43	3,19	4,38	3,71	4,28
TOTAL	99,34	99,30	99,95	99,16	99,07	100,00	100,30
Ba	26	807	111	56	53	71	235
Co	142	46	67	88	78	104	<10
Cr	226	106	209	332	637	75	56
Cu	5	5	51	46	<10	22	13
Ni	155	48	75	55	138	130	27
Sr	200	257	241	193	277	245	351
V	179	113	135	264	151	123	182
Rb	5	141	13	<10	36	27	61

η_2

MASSE MAGMATIQUE MEDIANE : q_2

BARRE SUPERIEURE DE ROCHES QUARTZEUSES FEUILLETEES

	G 82 125	G 83 015	G 83 046	G 83 064	G 83 109	G 83 118
SiO ₂	92,85	93,90	93,08	91,29	94,33	92,56
Al ₂ O ₃	3,12	2,74	3,18	2,53	2,31	3,21
Fe ₂ O ₃	1,35	0,46	0,39	1,13	0,55	0,55
MnO	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01	0,02
MgO	0,29	0,03	0,03	0,26	0,09	0,16
CaO	0,09	0,00	0,00	1,08	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,50	0,07	0,02	0,04	0,18
K ₂ O	0,92	0,73	1,15	0,46	0,66	1,03
TiO ₂	0,16	0,11	0,15	0,06	0,06	0,07
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	1,31	0,00	0,00
P-F	1,14	0,50	0,82	1,75	0,51	0,77
TOTAL	99,95	99,00	98,89	99,93	98,56	98,55
Ba	117	166	137	135	66	170
Co	150*	>150*	>150*	>150*	>150*	>150*
Cr	16	37	18	<10	<10	<10
Cu	5	<10	<10	<10	<10	<10
Ni	36	18	32	19	28	27
Sr	5	59	<10	<10	<10	<10
V	5	150	<10	12	<10	<10
Rb	19	49	17	43	<10	10

q_2

SCHISTES NOIRS DE BELLECOTE : 8N

SCHISTES FINS NOIRS A PATINE ROUILLE, RICHES EN MATIERE ORGANIQUE ET EN PYRITE

	P 80 37	P 80 109	P 81 10	P 82 20	P 82 21	P 82 30	P 82 33	P 82 34	G 82 127	G 82 128	G 82 134	G 83 005	G 83 017
SiO ₂	63,91	63,86	57,23	58,77	74,17	66,32	61,17	71,62	64,78	62,48	61,18	57,74	67,30
Al ₂ O ₃	16,95	15,14	18,78	18,34	11,49	14,91	15,45	12,38	15,10	16,01	16,75	17,16	14,33
Fe ₂ O ₃	6,40	6,35	7,28	7,29	1,00	5,49	7,03	0,87	6,02	6,31	6,68	7,42	4,45
MnO	0,09	0,11	0,10	0,08	0,02	0,08	0,08	0,02	0,09	0,09	0,10	0,11	0,09
MgO	2,93	2,67	3,42	2,95	0,95	2,47	2,82	0,98	2,57	2,44	3,09	3,51	1,65
CaO	0,00	3,51	1,67	0,02	0,00	1,00	2,14	0,00	1,37	1,18	0,08	1,76	1,97
Na ₂ O	3,24	4,43	3,87	3,56	1,25	5,98	3,54	2,42	4,02	4,14	3,40	3,27	4,48
K ₂ O	2,71	1,33	2,54	2,61	2,74	0,01	2,17	2,99	1,99	2,03	2,49	2,67	1,34
TiO ₂	0,90	0,87	0,83	0,90	0,61	0,78	0,93	0,60	0,80	0,80	0,93	0,81	0,68
P ₂ O ₅	0,22	0,14	0,18	0,21	0,09	0,16	0,17	0,00	0,11	0,11	0,50	0,09	0,03
P-F	3,02	2,04	4,12	3,93	7,86	2,48	4,25	8,61	2,59	2,93	3,51	4,52	2,20
TOTAL	100,37	100,45	100,02	98,66	100,18	99,68	99,75	100,49	99,44	98,52	98,71	99,06	98,52
Ba	546	463	535	622	1128	77	461	1051	476	506	643	595	397
Co	33	45	45	23	93	71	56	83	51	56	64	46	64
Cr	96	138	84	98	274	62	82	71	90	51	5	89	79
Cu	24	5	24	<10	<10	<10	26	<10	5	21	26	31	<10
Ni	41	33	50	41	42	<10	<10	<10	53	50	53	56	18
Sr	88	294	88	59	15	109	127	18	100	45	37	110	233
V	160	137	133	165	433	109	164	438	130	126	160	137	119
Rb	88	35	89	87	112	<10	69	95	51	61	63	91	39

5N

SCHISTES NOIRS DE LA SÉRIE DE BELLECÔTE : s_G

SCHISTES GRIS RUBANÉS, A PASSÉES ALBITIQUES

	P 81 13	P 81 38	P 82 8	P 82 9	P 82 31	P 82 35
SiO ₂	69,77	65,57	62,93	68,45	64,95	65,83
Al ₂ O ₃	13,96	15,03	15,16	12,15	14,46	13,56
Fe ₂ O ₃	5,34	7,76	6,22	4,82	5,51	7,50
MnO	0,09	0,05	0,09	0,09	0,09	0,19
MgO	1,78	1,19	2,53	1,69	2,52	0,78
CaO	0,03	0,47	2,67	2,91	2,08	2,89
Na ₂ O	4,11	5,97	3,31	3,60	4,12	5,71
K ₂ O	1,41	0,09	1,63	1,16	1,66	0,45
TiO ₂	0,80	0,88	0,91	0,74	0,68	0,72
P ₂ O ₅	0,12	0,26	0,00	0,00	0,12	0,13
P-F	2,30	2,00	4,74	4,40	3,56	1,62
TOTAL	99,71	99,27	100,19	100,01	99,75	99,38
Ba	463	32	662	379	470	71
Co	97	47	36	99	77	98
Cr	64	10	94	63	70	<10
Cu	26	5	28	<10	<10	<10
Ni	54	15	50	38	<10	<10
Sr	74	47	189	189	68	206
V	104	97	127	81	117	42
Rb	37	5	56	30	50	195

SG

Sv/S_R

Sv/S_N

SCHISTES NOIRS : s_V/s_R , ET s_V/s_N - PASSÉES VERT PÂLE À GRAIN FIN (CINÉRITIQUES ?)

SÉRIE DE LA ROCHE DE MIO, ET

SÉRIE DE BELLECÔTE

	P 81 73	P 81 116	P 79 38	P 81 126	P 82 23	P 82 24	P 82 29
SiO ₂	56,16	65,83	61,88	65,97	71,46	73,40	60,49
Al ₂ O ₃	18,26	13,67	14,10	16,04	12,38	12,94	16,46
Fe ₂ O ₃	8,64	4,75	8,69	5,94	3,79	2,26	8,47
MnO	0,12	0,10	0,10	0,07	0,07	0,05	0,13
MgO	3,78	2,12	2,61	2,08	1,20	0,77	2,70
CaO	0,74	2,69	1,00	0,19	1,75	1,80	0,92
Na ₂ O	4,63	4,47	4,92	4,07	4,49	6,18	3,61
K ₂ O	1,92	1,34	0,99	1,90	1,35	0,00	2,44
TiO ₂	0,94	0,67	1,02	0,72	0,26	0,21	1,29
P ₂ O ₅	0,20	0,13	0,37	0,11	0,48	0,33	0,26
P-F	3,33	3,63	2,82	2,53	2,98	2,26	3,20
TOTAL	98,72	99,40	98,50	99,62	100,21	100,20	99,97
Ba	443	990	197	582	428	33	583
Co	65	49	45	57	69	51	84
Cr	108	59	10	121	<10	13	97
Cu	22	13	5	5	<10	63	<10
Ni	71	32	19	47	<10	<10	<10
Sr	54	97	44	74	43	60	30
V	161	106	82	133	41	50	168
Rb	66	43	26	69	33	<10	88

O/SN

SCHISTES NOIRS, SÉRIE DE BELLECÔTE : O/SN
SILLS MÉTABIQUES, DE ROCHE VERT SOMBRE MASSIVE

	P 81 30	P 81 50	P 81 51	P 81 88	P 81 93	P 81 98	P 81 123	P 81 128	P 82 22	P 82 25
SiO ₂	48,83	46,27	46,80	46,98	47,11	47,43	48,26	45,69	48,76	51,67
Al ₂ O ₃	13,88	15,04	14,98	14,05	15,28	13,55	13,32	15,74	14,64	15,80
Fe ₂ O ₃	14,49	11,70	11,91	12,94	12,53	15,77	15,00	11,86	10,22	11,99
MnO	0,24	0,21	0,21	0,23	0,21	0,25	0,27	0,19	0,20	0,21
MgO	6,11	7,51	7,46	6,65	7,27	5,64	5,25	7,38	5,62	4,55
CaO	6,76	9,60	9,30	9,39	10,00	9,45	9,02	8,45	8,71	4,15
Na ₂ O	3,09	2,53	2,62	3,05	1,81	1,20	0,04	3,41	3,06	3,78
K ₂ O	0,09	0,02	0,06	0,16	0,05	0,08	0,15	0,18	0,25	0,64
TiO ₂	2,98	2,23	2,14	2,51	2,41	3,12	2,87	1,49	1,65	2,13
P ₂ O ₅	0,53	0,25	0,28	0,34	0,32	0,48	0,50	0,15	0,52	0,30
P-F	3,42	3,20	3,08	2,80	3,46	3,24	4,93	5,35	5,69	3,52
TOTAL	100,42	98,56	98,84	99,10	100,45	100,21	99,61	99,89	99,32	98,74
Ba	43	35	37	58	35	39	52	34	152	159
Co	74	109	131	548	112	106	136	91	89	47
Cr	171	288	260	216	235	87	113	84	167	45
Cu	24	16	60	46	29	23	40	47	16	<10
Ni	55	105	115	206	96	52	63	73	51	<10
Sr	203	551	546	326	610	471	454	151	364	135
V	311	284	273	300	298	344	312	241	251	277
Rb	5	5	5	5	5	5	5	13	12	19
	P 82 26	P 82 27	P 82 28	P 82 32	P 82 36	P 82 37	P 82 38	G 82 130	G 82 131	G 83 110
SiO ₂	46,64	46,43	50,25	51,19	45,63	44,60	51,67	47,83	47,11	43,94
Al ₂ O ₃	13,73	14,25	13,90	15,39	13,24	15,86	15,46	12,74	14,10	14,45
Fe ₂ O ₃	15,29	15,20	12,79	11,94	14,24	11,79	9,14	16,15	13,37	9,40
MnO	0,24	0,24	0,26	0,19	0,24	0,21	0,16	0,27	0,20	0,17
MgO	6,17	6,37	3,91	4,47	5,68	8,35	7,11	4,93	6,44	7,73
CaO	8,08	7,28	6,48	3,74	7,37	10,50	7,92	9,72	9,67	9,33
Na ₂ O	2,77	3,33	3,90	3,98	3,14	2,47	3,57	1,20	2,64	1,06
K ₂ O	0,47	0,44	0,00	1,17	1,39	0,30	1,54	0,09	0,62	1,24
TiO ₂	2,92	2,80	2,42	2,30	2,63	2,25	1,06	3,16	2,34	1,12
P ₂ O ₅	0,50	0,50	0,40	0,34	0,44	0,31	0,12	0,70	0,67	0,00
P-F	3,42	3,32	6,13	4,06	4,83	3,07	2,43	3,25	2,80	11,79
TOTAL	100,23	100,16	100,44	98,77	98,83	99,71	100,18	100,04	99,96	100,23
Ba	100	128	21	370	365	101	377	74	224	251
Co	118	93	79	57	68	95	83	124	111	86
Cr	163	197	28	124	135	264	167	35	198	158
Cu	35	<10	<10	27	<10	<10	<10	32	27	21
Ni	<10	<10	<10	457	455	<10	<10	64	92	76
Sr	273	230	166	63	114	305	184	428	404	203
V	334	321	296	248	308	287	203	333	273	215
Rb	14	17	<10	35	39	<10	40	12	15	11

SR

SCHISTES NOIRS DE LA SÉRIE DE LA ROCHE DE MIO : SR
SCHISTES NOIRS, GRIS, OU VERDÂTRES

	E 2	E 17	P 81 138	P 82 39	P 82 40	P 82 41	P 82 43	P 82 44	P 82 46	P 82 47	P 82 49
SiO ₂	67,70	68,75	64,26	57,69	57,44	66,08	69,72	69,87	58,06	67,46	54,94
Al ₂ O ₃	13,30	15,10	14,23	17,48	17,94	13,79	12,71	12,91	17,24	13,43	18,64
Fe ₂ O ₃	4,90	4,23	5,32	7,73	8,20	5,15	4,25	3,91	7,34	4,75	9,06
MnO	0,06	0,09	0,08	0,13	0,14	0,10	0,07	0,07	0,11	0,08	0,14
MgO	2,35	1,47	2,58	3,05	3,37	2,03	1,68	1,48	3,08	1,79	3,66
CaO	3,19	1,26	2,21	2,61	1,66	2,82	2,21	2,15	2,09	2,50	1,66
Na ₂ O	3,60	4,65	3,76	3,22	3,55	3,89	4,18	4,23	3,42	3,92	2,83
K ₂ O	1,40	1,50	1,64	2,66	2,75	1,62	1,31	1,26	2,76	1,60	3,46
TiO ₂	0,55	0,60	0,69	0,88	0,88	0,76	0,62	0,63	0,80	0,70	0,97
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,17	0,20	0,20	0,09	0,07	0,04	0,15	0,08	0,15
P-F	1,70	2,11	3,80	4,75	4,23	3,95	3,08	2,48	4,59	3,62	4,00
TOTAL	98,93 ⁺	99,88 ⁺	98,74	100,40	100,36	100,28	99,90	99,03	99,64	99,93	99,51
Ba			491	535	530	568	439	437	559	449	785
Co			49	74	57	108	106	141	46	71	24
Cr	non		79	94	101	72	55	54	96	63	111
Cu			5	45	40	<10	<10	<10	36	<10	47
Ni	dosés		46	<10	<10	31	<10	<10	<10	<10	<10
Sr			150	111	72	117	118	159	72	103	130
V			115	152	146	110	80	86	152	105	174
Rb			53	96	104	55	36	37	91	45	125

σ/SR

SCHISTES NOIRS, SÉRIE DE LA ROCHE DE MIO : σ/SR

SILLS METABASIQUES, DE ROCHE VERT SOMBRE MASSIVE

	E 14	E 18	P 81 117	P 82 42	P 82 45	P 82 48	P 82 50
SiO ₂	46,00	44,75	47,27	44,29	46,81	46,56	46,43
Al ₂ O ₃	17,40	14,05	14,28	13,66	15,21	12,36	14,53
Fe ₂ O ₃	11,72	15,75	11,95	14,26	11,69	15,59	12,42
MnO	0,17	0,28	0,23	0,29	0,22	0,26	0,21
MgO	6,25	6,90	6,69	6,35	7,44	4,39	7,07
CaO	8,40	4,95	8,67	7,05	7,63	7,63	8,73
Na ₂ O	2,00	3,60	3,78	2,71	3,79	2,31	3,23
K ₂ O	0,60	0,70	0,20	0,14	0,53	0,03	0,07
TiO ₂	2,85	2,25	1,96	2,78	1,67	3,27	2,31
P ₂ O ₅	0,74	0,47	0,27	0,30	0,19	0,57	0,35
P-F	5,50	6,80	4,74	7,62	4,77	6,23	4,36
TOTAL	101,43 ⁺	100,50 ⁺	100,04	99,45	99,95	99,20	99,71
Ba			47	164	196	28	37
Co			70	142	65	93	76
Cr	non		227	202	286	51	268
Cu			11	20	<10	64	44
Ni			67	71	2168	<10	497
Sr	dosés		328	221	271	329	262
V			263	308	250	327	273
Rb			5	<10	15	<10	<10

A

SCHISTES NOIRS DE BELLECÔTE : A

GRAUWACKES DE LA CRÊTE DES ÉCHINES

	P 80 29	P 80 31	P 80 34	P 80 35	P 80 39	P 80 96	P 80 98	P 82 19
SiO ₂	67,12	69,75	68,77	58,89	66,49	62,99	69,23	65,46
Al ₂ O ₃	13,95	13,85	14,96	17,88	14,40	13,10	12,83	14,20
Fe ₂ O ₃	4,56	4,07	4,89	7,99	5,47	4,19	4,86	4,84
MnO	0,15	0,05	0,07	0,13	0,07	0,08	0,13	0,08
MgO	1,90	1,83	1,54	3,21	2,07	1,44	1,33	1,89
CaO	1,41	0,82	1,49	1,30	1,72	7,14	2,98	2,83
Na ₂ O	3,29	5,09	5,19	3,42	3,67	4,03	3,87	4,13
K ₂ O	2,37	1,10	0,91	2,59	1,96	1,06	1,18	1,43
TiO ₂	0,77	0,60	0,72	0,82	0,73	0,62	0,72	0,59
P ₂ O ₅	0,22	0,27	0,15	0,25	0,22	0,16	0,16	0,12
P-F	3,62	2,13	2,23	3,90	2,77	5,67	2,47	4,14
TOTAL	99,36 ⁺	99,56 ⁺	100,92 ⁺	100,38 ⁺	99,57 ⁺	100,48	99,76 ⁺	99,71
Ba						379		473
Co						56		46
Cr		non				60	non	61
Cu						11		<10
Ni		dosés				33	dosés	28
Sr						443		218
V						103		96
Rb						21		39

ANNEXE 3

"CLARKES"
ou COMPOSITIONS MOYENNES MONDIALES
UTILISEES DANS LE CHAPITRE III
(GEOCHIMIE)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	shale	grès	gabbro	anorthosite	basalte alcalin	basalte tholéitique	basalte calco-alcalin	dacite	rhyolite
SiO ₂	58,9	78,7	48,4	54,5	45,8	50,8	50,6	63,6	73,7
Al ₂ O ₃	16,7	4,8	16,8	25,7	14,6	14,1	17,8	16,7	13,4
Fe ₂ O ₃ +1,1FeO	6,9	1,4	11,3	2,4	12,8	12,8	10,8	5,5	2,1
MnO	0,09	0,03	0,18	0,02	0,20	0,18	0,17	0,11	0,03
MgO	2,6	1,2	8,1	0,83	9,4	6,3	5,5	2,1	0,32
CaO	2,2	5,5	11,1	9,6	10,7	10,4	10,5	5,5	1,13
Na ₂ O	1,6	0,45	2,3	4,7	2,6	2,2	2,6	4,0	3,0
K ₂ O	3,6	1,3	0,56	1,06	0,95	0,82	0,48	1,40	5,3
TiO ₂	0,78	0,25	1,32	0,52	2,63	2,03	1,10	0,64	0,22
P ₂ O ₅	0,16	0,08	0,24	0,11	0,39	0,23	0,20	0,17	0,07

REFERENCES :

- 1 : Wedepohl, 1978, t.1, tabl. 8-4 p. 260, 4^{ème} colonne
 2 : id., 1^{ère} colonne
 3 : id., tabl. 7-4 p. 238, 1^{ère} colonne
 4 : id., tabl. 7-5 p. 238, 3^{ème} colonne
 5 : comme 3, 3^{ème} colonne
 6 : id., 2^{ème} colonne
 7 : Girod, 1978, tabl. VI-6 p. 148, 1^{ère} colonne
 8 : Wedepohl, 1978, t.1, tab. 7-2 p. 236, 10^{ème} colonne
 9 : id., 4^{ème} colonne

ANNEXE 3
CLARKES

ANNEXE 4

Logiciel pour l'obtention de graphiques géochimiques

Description sommaire

Le matériel utilisé est un microordinateur PET CBM 4032, de 32 kilooctets de mémoire vive, à écran monochrome, avec imprimante 80 colonnes et unité de doubles disquettes. Le langage utilisé est le BASIC compatible avec ce matériel. Dès qu'un des trois programmes est chargé en mémoire centrale, des "menus" affichés sur l'écran permettent à l'utilisateur, même non informaticien mais francophone, d'utiliser toutes les possibilités prévues. Pour des raisons de capacité de la mémoire centrale, le logiciel est constitué de trois programmes distincts à enchaînement automatique, que je baptiserai ici ENTREE, CORRECTIONS, et GRAPHIQUES.

1- ENTREE

objet principal : stockage des données géochimiques sur disquette

options :

- fusion ou destruction de fichiers de données
- impression de tableaux d'analyses géochimiques
- choix des fichiers d'analyses à représenter (prog. 3)
- passage aux programmes 2 et 3
- arrêt

commentaire : le stockage est précédé d'un dialogue, par l'intermédiaire de l'écran, où l'utilisateur peut vérifier l'analyse qu'il vient de copier, en s'assurant notamment de l'exactitude du "total majeurs", recalculé automatiquement. Chaque analyse comporte un numéro (6 caractères), le symbole graphique choisi, un commentaire (12 caractères), et les teneurs suivantes : SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , perte au feu (en % pondéraux), Ba, Cr, Co, Cu, Ni, Sr, V, Rb (en p.p.m.). Le fichier est de type séquentiel, chaque analyse y occupant 4 mots successifs de 54, 36, 36, et 36 caractères.

2- CORRECTIONS

options :

- suppression d'une ou plusieurs analyses d'un fichier
- modifications d'une analyse
- recensement des numéros d'analyses d'un fichier
- passage aux programmes 1 et 3
- arrêt

3- GRAPHIQUES

objet principal : dessin sur papier de tout graphique triangulaire ou rectangulaire à coordonnées de forme homographique vis-à-vis des données géochimiques brutes (cf. commentaire, ci-dessous).

- options :
- impression de la liste des analyses figurées dans le graphique, avec N° d'analyse, symbole, commentaire, et coordonnées X et Y, ou H, G, et D (selon le type de graphique)
 - calculs statistiques (droites de régression, coefficients de corrélation entre X et Y) pour chaque faciès faisant l'objet de 3 analyses au moins
 - modification du cadrage du graphique (orthonormé ou rectangulaire, avec ou sans les axes de coordonnées)
 - retour aux programmes 1 et 2
 - conservation des formules donnant X, Y, ou H, D, G, pour obtenir le même graphique avec d'autres analyses
 - arrêt

commentaire : dans le cas d'un diagramme rectangulaire, les coordonnées (X : abscisse ; Y : ordonnée) ont la forme :

$$X = \frac{a_0 + a_1 \text{ SiO}_2 + \dots + a_{20} \text{ Rb}}{b_0 + b_1 \text{ SiO}_2 + \dots + b_{20} \text{ Rb}}$$

$$Y = \frac{c_0 + c_1 \text{ SiO}_2 + \dots + c_{20} \text{ Rb}}{d_0 + d_1 \text{ SiO}_2 + \dots + d_{20} \text{ Rb}}$$

où les constantes $a_0, b_0, c_0, d_0, a_1, \dots, d_{20}$ sont déterminées au cours du dialogue avec l'utilisateur. Il choisit d'abord les éléments qui interviendront, les unités (% d'oxydes et p.p.m., ou millièmes-grammes pour 100 g de roche et p.p.m.), puis fixe les coefficients ci-dessus. Le cadrage du dessin est fait automatiquement (cf. liste des options).

Pour un diagramme triangulaire, on a 3 coordonnées à élaborer de la même façon (H : pôle du haut ; D : pôle de droite ; G : pôle de gauche), avec :

$$H = h_0 + h_1 \text{ SiO}_2 + \dots + h_{20} \text{ Rb}$$

$$D = d_0 + d_1 \text{ SiO}_2 + \dots + d_{20} \text{ Rb}$$

$$G = g_0 + g_1 \text{ SiO}_2 + \dots + g_{20} \text{ Rb.}$$

où les coefficients h_i, d_i, g_i sont positifs ou nuls (si certains d'entre eux étaient négatifs, on pourrait obtenir des points extérieurs au triangle). Les coordonnées triangulaires (telles $100 \times H/H + D + G, \dots$) et les coordonnées effectives (dans le dessin) sont calculées automatiquement par le programme. Le triangle est dessiné à un format constant (côtés de 20 cm).

L'imprimante utilisée fournit un dessin de 20 cm x 20 cm, avec une précision de ± 1 mm en X et en Y pour chaque point figuratif.

INTERET ET PROLONGEMENTS ENVISAGES

L'utilité de ce logiciel tient à la multiplicité des diagrammes promus par les publications géochimiques. Cette multiplicité rend difficile et longue leur utilisation, comme les comparaisons. Il faudrait au minimum, pouvoir y faire figurer instantanément des analyses avec lesquelles on est familier. Lever cet obstacle est le premier objectif que j'ai poursuivi. Le choix des coordonnées de formule homographique, comme la possibilité de choisir les unités, permettent déjà d'obtenir de nombreux diagrammes simples usuels. Le programme GRAPHIQUES permet, dans un second temps, d'en inventer d'autres, inédits. Il est aussi aisé d'accroître son stock d'analyses.

La mise en œuvre d'un programme fait dans le même esprit, sur un matériel beaucoup plus puissant (doté notamment d'un écran couleur et d'un clavier adapté à la géochimie), pourrait autoriser un quasi-pilotage à vue dans l'espace (à 15 dimensions, dans le cas présent) des variables chimiques. On peut imaginer de développer cette idée pour le genre de problèmes actuellement traités par analyse factorielle.