



HAL
open science

Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie)

Marie Dominique Peruccio Parison

► **To cite this version:**

Marie Dominique Peruccio Parison. Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie). Géochimie. Université Paris Sud - Paris XI, 1984. Français. NNT : . tel-00646490

HAL Id: tel-00646490

<https://theses.hal.science/tel-00646490>

Submitted on 30 Nov 2011

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.

ORSAY

n° d'ordre 3627

UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE d'ORSAY

THÈSE

présentée
pour obtenir

Le TITRE de DOCTEUR 3ème CYCLE
Spécialité : GEOLOGIE STRUCTURALE
Option : Tectonique générale

PAR

MARIE-DOMINIQUE PERUCCIO - PARISON

PROBLÈMES PÉTROCHIMIQUES ET STRUCTURAUX EN VANOISE SEPTENTRIONALE
(SAVOIE)

1984

Soutenue le 6 Mars 1984 devant la commission d'examen

MM. F. ELLENBERGER, Président
J-F. RAULT
A. PLOQUIN
J-C. GUEZOU
R. BROUSSE
J. FABRE, invité

Travaux du Laboratoire de Géologie structurale et appliquée
Université de Paris-Sud, centre d'Orsay, bâtiment 504
F. 91405 - ORSAY CEDEX.

ORSAY
n° d'ordre

UNIVERSITE DE PARIS-SUD
CENTRE d'ORSAY

THÈSE

présentée
pour obtenir

Le TITRE de DOCTEUR 3ème CYCLE
Spécialité : GEOLOGIE STRUCTURALE
Option : Tectonique générale

PAR

MARIE-DOMINIQUE PERUCCIO - PARISON

PROBLÈMES PÉTROCHIMIQUES ET STRUCTURAUX EN VANOISE SEPTENTRIONALE
(SAVOIE)

Soutenue le 6 Mars 1984 devant la commission d'examen

MM. F. ELLENBERGER, Président
J-F. RAOULT
A. PLOQUIN
J-C. GUEZOU
R. BROUSSE
J. FABRE, invité

Travaux du Laboratoire de Géologie structurale et appliquée
Université de Paris-Sud, centre d'Orsay, bâtiment 504
F. 91405 - ORSAY CEDEX.

AVANT - PROPOS

Au moment d'achever ce mémoire, il m'est agréable d'exprimer tous mes remerciements aux personnes qui ont participé à son élaboration.

En premier lieu, je tiens à remercier : Monsieur le Professeur F. ELLENBERGER de m'avoir confié ce sujet, sur un terrain qu'il connaît si bien et de m'avoir fait bénéficier de sa grande expérience de géologue alpin ;

Monsieur le Professeur J-F. RAULT, de l'Université de Lille, qui fut non seulement un guide et un maître compréhensif et patient lors de mes premières rencontres avec la géologie du pays de Vanoise, mais aussi un ami ;

Monsieur A. PLOQUIN, du C.R.P.G. de Nancy, de s'être intéressé aux problèmes que représentait la série prépermienne du massif de Bellecôte et d'avoir accepté de les inclure dans un programme géochimique sur les schistes noirs des séries volcano-sédimentaires paléozoïques ;

Monsieur "Paul-Emile" GUEZOU, qui n'a jamais hésité à examiner mes problèmes de la Vanoise et qui m'a aidée par sa grande compétence dans le domaine de la Géochimie ;

Monsieur J. FABRE, du C.N.R.S., qui m'a fait l'honneur de bien vouloir s'intéresser à ce travail ;

Monsieur J-P. PUPIN de m'avoir invitée à découvrir les techniques de la typologie des zircons au Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie de Nice ;

Messieurs B. GOFFE et P. SALIOT de l'E.N.S. de Paris de m'avoir apporté, sur le terrain, leur expérience de la Vanoise ;

Monsieur le Professeur R. BROUSSE, du Laboratoire de Pétrologie-Volcanologie, avec lequel j'ai eu des entretiens forts instructifs ;

Monsieur D. OBERT, pour ses conseils tant sur le terrain, qu'à Paris ;

Mademoiselle J. CARPENA, pour les traces de fission qu'elle a effectuées sur les zircons du fameux Carbonifère présumé du massif étudié dans ce mémoire ;

Les assistants, maîtres-assistants et chercheurs des laboratoires qui m'ont accueillie et conseillée dans l'achèvement de ce travail (J. TOURENQ à Jussieu ; J-M. QUENARDEL ; S. BOGDANOFF ; F. ORSZAG ; M. RIVIERE).

Tous mes remerciements vont au Comité Scientifique du Parc national de la Vanoise pour les subventions qu'il m'a accordées et l'hospitalité qu'il m'a offerte dans les refuges du Parc, et sans lesquelles mes campagnes de terrain n'auraient pu se faire ;

Je tiens aussi à exprimer ma profonde gratitude à tous ceux qui ont joué un rôle irremplaçable dans la réalisation de ce mémoire :

Monsieur Ph. MAESTRATI qui a effectué avec compétence toutes les lames minces nécessaires à cette étude ; Monsieur G. COUELLE dont les conseils techniques me furent d'un très grand secours pour la présentation de cette thèse et qui a effectué les tirages photos de ce mémoire ; Monsieur J. DIDELOT qui s'est occupé du tramage des planches photographiques ; Mesdames F. DEGRAVE et C. LANGANEY-LEROY, pour la dactylographie de ce texte ; Madame M. JULIEN qui a facilité mes recherches bibliographiques ; Madame O. MESME pour la pagination et la reliure des volumes.

J'ai rencontré à Champagny un accueil chaleureux et je tiens à remercier tous les amis savoyards, en particulier : Mademoiselle Gisèle RUFFIER des Aimes, gardienne du refuge de la Porte du Parc de le Bois ; Messieurs Albert et Alfred RUFFIER, gardes du Parc ; ainsi que Madame Monique RAOULT, pour sa sollicitude et sa sympathie.

Je remercie vivement l'équipe de géologues de Lille, en particulier F. GUILLOT, pour les bons moments passés sur le terrain et les échanges d'idées ; et à l'occasion de résultats géochimiques.

Et enfin... tous mes camarades de labo qui, au moment de la bousculade générale des derniers moments, m'ont apporté leur aide et leur soutien sans lesquels ce mémoire n'aurait pu voir le jour : "Bout-de-Louche", "Boubou", "Schmittou", Bruno, Laurence, Jean-Luc, Dominique.

Comment ne pas remercier Dominique et Audrey, d'avoir supporté les moments difficiles et de m'avoir encouragée à achever ces études.

ABSTRACT.

This study takes place in the high valley of Champagny from "the massif de Bellecôte" (Vanoise septentrionale, Savoie, french Alps).

Besides the studies of the geological formations and their relative structural positions, laboratory technics are used to find out a possible origin for the metamorphic ante-Permian sediments and the basic magmatic rocks they contain.

The geochemical results thus obtained show tholeiitic features for the magmatic complex. Nevertheless it suits to contrast the petrogenetic evolution and the outcropping features of a first group of rocks from intra-plate tholeiitic origin (sills) with a second group made from tectonic scraps of an ophiolitic serie.

The ante-Permian sediments seem to derive from reworked intermediate to basic volcanic rocks; yet, the zircon typology show a calc-alkaline acid origin for most of the zircons from these sediments ; that is, only for a part, in agreement with geochemical data.

The structure of the massif, deduced from lithostratigraphic and microtectonic observations, remains subordinate to the problem of the whole structure of "Vanoise septentrionale" in its alpine context.

The lithostratigraphic sequence is considered to be in a normal position within the northward recumbent fold from J-F. RAOULT, the reversed limb of which (found in the eastern edge of the studied region) has been back overfolded and is actually found in a normal position.

Late structures warped towards the SE or the SSE are superimposed to the early ones.

Relations between the overlying Mesozoic formations and the substratum have not yet been established with certainty, but it is hereafter sure that the basal contact is former to all proved tectonic deformations.

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE.

1. LOCALISATION DU SECTEUR.

Le secteur étudié appartient à la Vanoise septentrionale. Il s'étend des Gorges de la Pontille à l'Ouest au versant occidental de la Pointe de la Vallaisonnay (3020m) à l'Est ; de la Sauvire (2657m) au Sud au sommet de Bellecôte (3417m) au Nord. (Fig. 1).

2. MORPHOLOGIE.

Dès la sortie des gorges de la Pontille, on découvre un magnifique paysage aux lignes parfois sévères façonnées par les glaciers anciens. Les cirques glaciaires, les vallées suspendues, les vallums morainiques derrière lesquels se cachent parfois de petits lacs, succèdent aux épaulements glaciaires qui forment les abrupts de la haute vallée de Champagny. Les éboulis de pentes et les cônes de déjections des torrents nombreux et violents qui entaillent ce modelé, se surimposent progressivement aux terrasses et à la plaine alluviale.

Des forêts d'aulnes et de conifères couvrent entre 1500 et 2000 mètres un versant sud aux pentes alourdies par les glissements de terrain. Les affleurements y sont discontinus et d'accès difficile.

La partie nord (altitude moyenne 2300m) couverte d'alpages et d'éboulis (glacis) est d'accès plus aisé. Il n'est pas rare d'y observer des sols polygonaux.

La gélifraction s'attaque aux roches des cîmes les plus aigues, constituées par les schistes et les "prasinites" attribués au Carbonifère. Ceci donne naissance à des arêtes déchiquetées aux rochers instables.

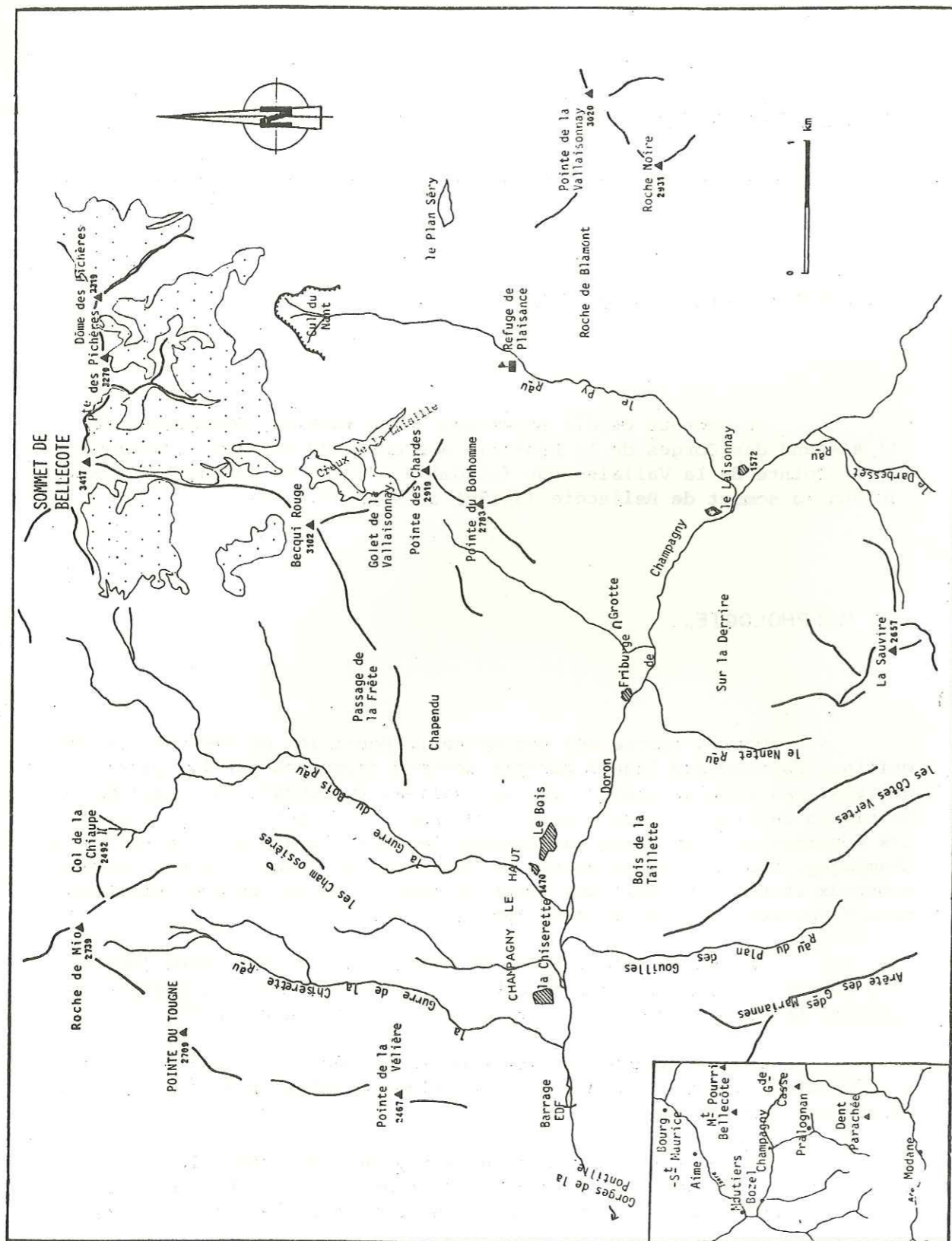







Fig. 1. : Schéma orohydrographique.

D'altitude plus basse, les schistes et microconglomérats quartzitiques permien du vaste épaulement de Fribourg ont fossilisé le passage des glaciers ; leur surface moutonnée, cannelée ou striée en témoigne.

Les glaciers relèvent de leur éclat les teintes sombres des schistes cristallins ou le gris trop patiné des falaises calcaires de la Vallaisonnay.

Sur ce terrain accidenté à l'accès parfois délicat, surtout dangereux à la descente (parois d'auge glaciaire), il faut surtout redouter les brusques changements de conditions atmosphériques, et l'enneigement souvent tardif (cas de l'été 1980 où il restait environ deux mètres de neige à 2000 mètres d'altitude à la mi-juillet). Mais, si parfois la montagne paraît inquiétante, elle n'en reste pas moins belle et vivante ; marmottes curieuses, chamois méfiants, bouquetins indolents, géologues suants, peuplent cette immensité de pierres et d'alpages verdoyants et fleuris.

Légende du schéma orohydrographique (Fig. 1) :

-  glaciers.
-  ruisseaux, lacs.
-  lignes de crêtes.
-  sommets, cols (avec leur cote).
-  hameaux

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.

Le "Pays de Vanoise" de F. ELLENBERGER (1958) s'étend au coeur des Alpes occidentales ; il constitue une entité purement géographique délimitée en gros par l'Arc au Sud (entre Bonneval et Modane), le Mont Jovet à l'Ouest, le Mont Pourri au Nord, la Grande Sassièrre et l'Iseran à l'Est. (Fig. 2 et 3).

Vers l'Ouest, ce territoire mord sur la zone houillère briannonnaise (plus particulièrement étudiée par J. FABRE, 1961) dont il inclut les masses mésozoïques d'affinités briannonnaises qui s'y superposent (c'est la "Vanoise occidentale").

Une cicatrice tectonique majeure, subméridienne en grande partie, délimite à l'Est ce premier ensemble ; en première analyse, elle correspond à l'affrontement entre celui-ci et la "zone Vanoise-Mont Pourri" groupant tout le reste. Dans la vallée du Ponturin et de l'Isère, on a au contraire un chevauchement de la zone Vanoise-Mont Pourri sur la zone houillère.

La zone Vanoise-Mont Pourri dans sa partie externe est essentiellement formée par l'affleurement de terrains prétriasiques donnant des massifs montagneux élevés, aux nombreux glaciers. Dès 1958, F. ELLENBERGER opposait la *Vanoise méridionale* (pratiquement le massif de Chasseforêt) à la *Vanoise septentrionale* (découpée par l'érosion en massifs topographiquement distincts : Grand Bec, Bellecôte, Mont Pourri, Foglietta) mais lithologiquement homogènes. Plus à l'Est, dans toute la région interne de la zone Vanoise-Mont Pourri, le matériel prétriasique affleure très peu. Dans cette "Vanoise orientale" on a surtout quatre catégories de terrains : des masses mésozoïques d'affinités briannonnaises à ultrabriançonnes, un ensemble allochtone plus interne dit "nappe de la Grande Motte", les vastes lambeaux de la nappe des Schistes Lustrés et, servant de semelle à ceux-ci, les évaporites de la "nappe des gypses" qui se trouvent aussi en Vanoise occidentale y compris dans la klippe du Mont Jovet.

Enfin, F. ELLENBERGER a nommé "Vanoise médiane" les masses mésozoïques logées dans un vaste ensellement transverse entre Vanoise méridionale et Vanoise septentrionale.

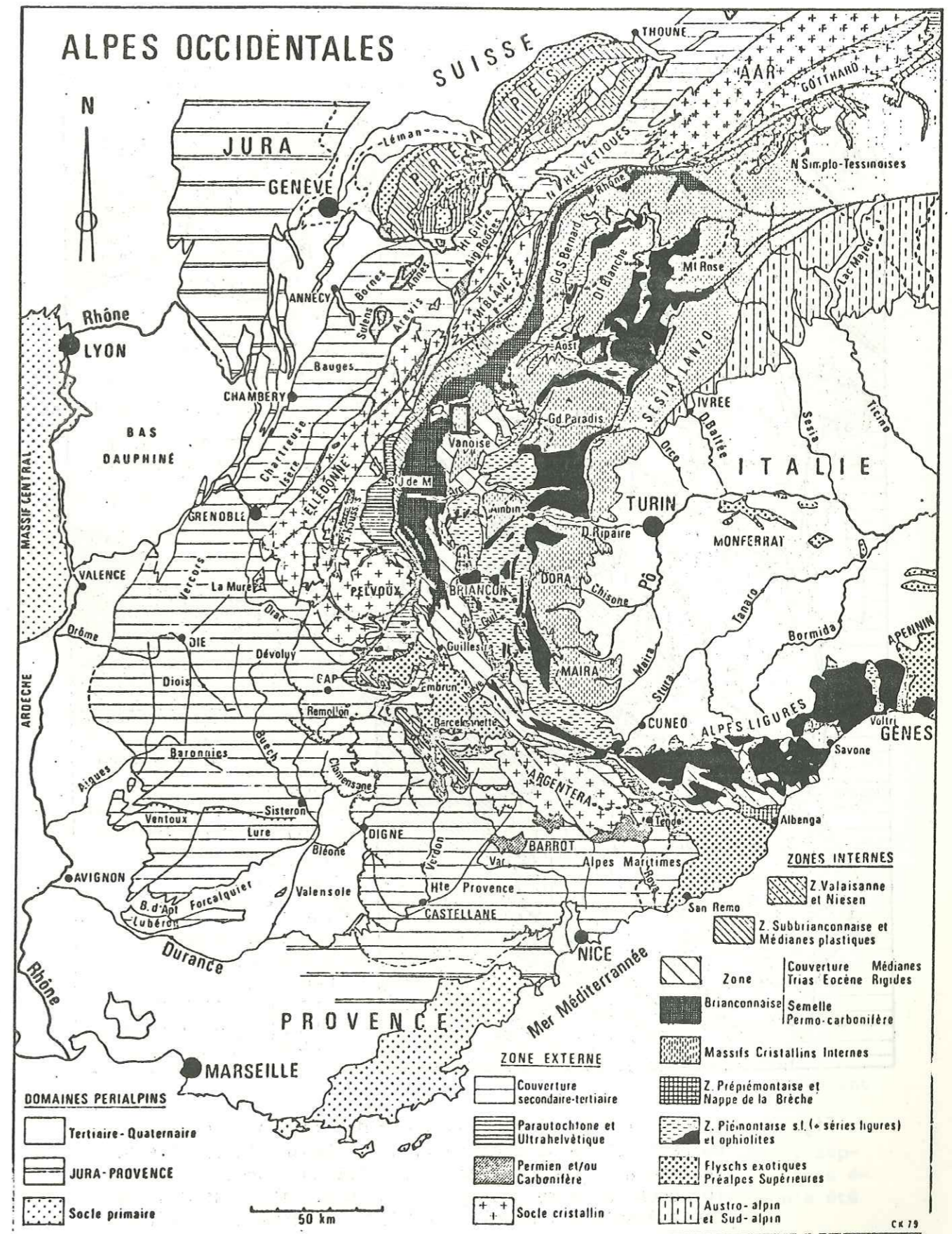


Fig. 2. : Carte structurale des Alpes occidentales (d'après Ch. KERCKHOVE et J. DEBELMAS, 1980). L'encadré indique la zone étudiée.

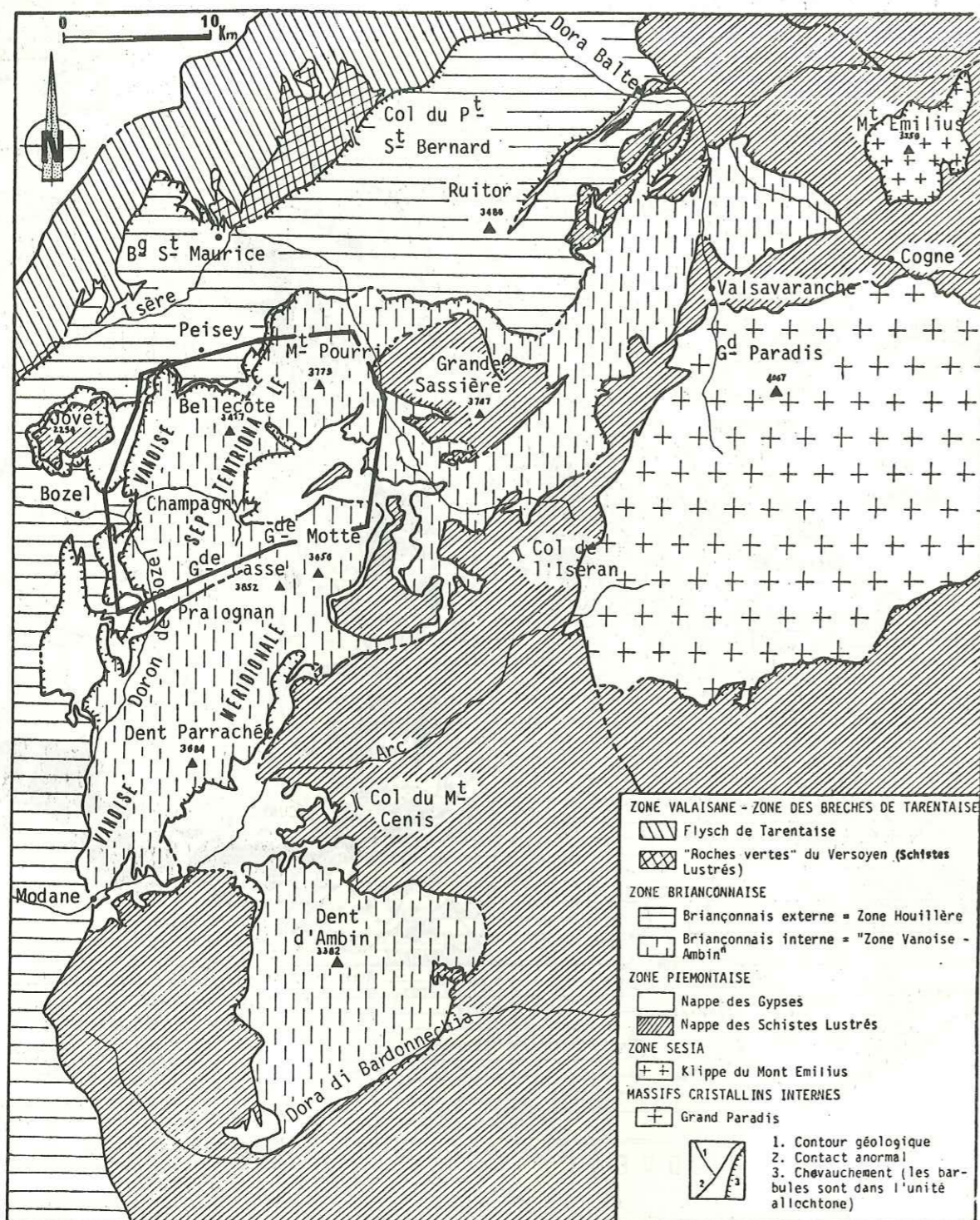


Fig. 3. : Schéma structural des zones alpines internes entre le Col du Petit St Bernard et le massif d'Ambin; la Vanoise septentrionale (encadré) dans les Alpes du Nord. (D'après la carte géologique et le schéma structural de la carte Annecy à l'échelle 1/250000, légèrement modifiés).

RAPPELS HISTORIQUES SUCCINTS.

Jusqu'à Ch. LORY, la bibliographie de la Vanoise était inséparable de celle des régions voisines.

Ensuite à la fin de la dernière guerre, le "Pays de Vanoise" était une *région de problèmes géologiques* (voir feuille au 1/80000 de St Jean de Maurienne, 2ème édition). L'âge de la grande majorité des terrains restait inconnu, malgré quelques identifications ponctuelles et trouvailles de très rares fossiles (voir l'historique dans F. ELLENBERGER, 1958).

De grands progrès sont apparus entre 1947 et 1961 :

- R. FEYS (1957) et J. FABRE (1961) ont pu subdiviser paléontologiquement le Houiller de la zone houillère (Namurien plus au Sud, Westphalien A, B, C, D, Stéphanien A et B) ;
- de son côté, F. ELLENBERGER a pu restituer de façon pratiquement définitive la stratigraphie de l'ensemble sédimentaire permien à éocène de tout le Pays de Vanoise. Pour des raisons de continuité et en l'absence apparente de preuve contraire (absence de déformations antéalpines connues) F. ELLENBERGER avait cru, tout comme J. GOGUEL auparavant, pouvoir dater du Carbonifère ("Houiller présumé") les micaschistes prépermien de Vanoise méridionale. Depuis lors, les recherches d'autres auteurs ont multiplié les arguments en faveur d'un âge plus ancien ("socle" anté-alpin ayant déjà subi au moins une autre orogénèse) :
- M. GAY (1972 a, b) après R. MICHEL (1956) dans les terrains homologues du massif d'Ambin, J. BOCQUET (1974) dans les micaschistes de Chasseforêt, affirment tous deux l'existence de minéraux reliques de paragenèses chaudes antéalpines ;
- Ph. DAMBRINE et C. LANGANEY (1979), étudiant les minéralisations, arrivent eux aussi, par une méthode indépendante, à la notion, solidement argumentée, d'un socle anté-namurien ;
- B. GOFFE (1975) avait entre temps signalé localement une discordance probable entre micaschistes et Permien.

Cette question peut donc être considérée comme pratiquement résolue, encore que l'âge exact de ce "socle" reste inconnu.

Cette conclusion ne s'applique nullement à la Vanoise septentrionale, dont les terrains antépermien diffèrent à presque tous égards. D'emblée on notera qu'aucune texture détritique relique n'a été

retrouvée dans les micaschistes de Vanoise méridionale ; au contraire elles abondent en Vanoise septentrionale dans certains types de roches.

F. ELLENBERGER (1958, 1962) a montré la composition très complexe de l'ensemble prépermien de Vanoise septentrionale : outre des micaschistes parfois charbonneux et des grès arkosiques, il signalait des intercalations de quartzites passant à d'éventuels dérivés volcaniques acides, mais surtout de très importantes masses éruptives ou tuffacées, surtout basiques. D'où selon lui, un caractère de "géosynclinal intracontinental". Il concluait à un âge probable proprement "houillier", en notant même certaines ressemblances avec le Stéphien de la zone houillère voisine. L'âge exact de ces terrains demeure donc entièrement en suspens. Je l'appellerai dans ce qui suit "Carbonifère présumé".

Il sera fait allusion ultérieurement à l'historique succinct des idées sur la tectonique de la Vanoise septentrionale.

OBJECTIFS.

A la suite des travaux de F. ELLENBERGER, la Vanoise septentrionale apparaissait donc comme une entité tout à fait particulière au sein du Pays de Vanoise. Les problèmes à résoudre en restaient les suivants :

- 1) lithostratigraphie de la série antépermienne et comparaisons des termes du massif de Bellecôte présumés houillers avec des termes semblables des régions voisines (zone houillère notamment) ;
- 2) relations de la série antépermienne avec ses enveloppes ;
- 3) existence (?) de roches antéhouillères dans les schistes et grès de Vanoise septentrionale ;
- 4) relations entre les "masses magmatiques" et leur encaissant ;
- 5) nature des roches sédimentaires avant la transformation par le métamorphisme alpin ;
- 6) origine des orthodérivés basiques ;
- 7) relations structurales entre Vanoise septentrionale et Vanoise méridionale.

Le cadre forcément restreint de mes recherches ne pouvait évidemment permettre de traiter l'ensemble de ces problèmes. Il ne s'agit ici que d'une contribution s'inscrivant dans un programme collectif effectué sous la conduite de J.F. RAULT. Les travaux de F. GUILLOT au Nord, sur le prolongement septentrional du massif de Bellecôte (vallée de Ponturin) ; ceux de B. BROUDOUX à l'Est, sur l'unité de la Grande Motte et sur une partie de la couverture calcaréo-dolomitique de Vanoise septentrionale (massifs de la Vallaisonnay et de Pramecou, Mont Blanc de Peisey) ; enfin, ceux de O. MERIAUX, à l'Ouest, sur le contact majeur séparant la zone houillère de la zone Vanoise Mont-Pourri (secteur limité au Nord par l'arête allant du Roc du Recoin jusqu'au Roc du Diable, au Sud par le rocher de Villeneuve et la pointe du Creux Noir), contribuent à la reconnaissance de ce secteur des Alpes et sont le complément indispensable à ce travail.

TECHNIQUES ET MÉTHODES EMPLOYÉES.

L'étude géologique et structurale de la haute vallée de Champagne a nécessité une bonne connaissance des faciès lithologiques dont les limites sont souvent imprécises. J'ai donc été amenée à lever la carte géologique du secteur sur les nouveaux fonds topographiques I.G.N. à l'échelle 1/25000. J-F. Raoult, chargé du lever de la partie orientale de la carte géologique de Moutiers au 1/50000, a été un guide et un collaborateur efficace et compétent dans cette tâche difficile. Les levés attentifs mais restés inédits de F. ELLENBERGER à l'échelle 1/20000 (mais sur fond topographique défectueux), ainsi que ceux de P. SALIOT, m'ont été fort précieux.

Le relief, la discontinuité et souvent la médiocrité des affleurements ne m'ont pas permis d'effectuer l'échantillonnage selon une maille régulière. Les échantillons géochimiques en particulier ont souvent dû être prélevés dans les éboulis récents pour obtenir des roches saines.

Au laboratoire, l'étude pétrographique a d'abord été faite à partir de lames minces au microscope polarisant. Cette étude a été complétée, lorsque cela était nécessaire, par celle des rayons X au laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires à Orsay.

Un bon nombre d'échantillons provenant de la série présumée carbonifère, tant dans les termes sédimentaires que dans les termes d'origine magmatique, ont fait l'objet d'analyses géochimiques des éléments majeurs et des traces sur roche totale. Ces analyses ont été réalisées *pro-parte* au C.R.P.G. à Nancy (67 échantillons) où elles entrent dans le cadre d'un programme géochimique sur les schistes noirs des séries volcanosédimentaires paléozoïques, coordonné par A. PLOQUIN ; *pro-parte* au laboratoire de Pétrologie-Volcanologie à Orsay (6 échantillons).

La mise en évidence de populations de zircons dans l'ensemble des formations sédimentaires m'a conduite à utiliser l'étude typologique de ce minéral lourd. Cette étude a été faite sous la conduite pédagogique de J-P. PUPIN au laboratoire de Pétrologie-Minéralogie à Nice, ainsi qu'en collaboration avec J. TOURENQ au laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires à Paris VI.

[Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.]

1^{ère} PARTIE :

LITHOSTRATIGRAPHIE

RAPPELS HISTORIQUES.

1. L'AGE DES SERIES DE VANOISE : UN PROBLEME ANCIEN.

La stratigraphie de la Vanoise *s.l.* fut longtemps liée à celle des régions voisines.

Malgré de multiples travaux, l'âge des séries anté-triasiques qui forment l'essentiel du bâti de ce vaste massif, fut diversement interprété ; il fut archéen pour Ch. LORY (1836), ZACCAGNA (1887), MATTI-ROLO (1889) ; permien ou permo-carbonifère pour M. BERTRAND (1894), P. TERMIER (1927), E. RAGUIN (1927), F. ELLENBERGER (1958), R. CABY (1968).

En Vanoise méridionale, la notion de "socle anté-namurien" semble définitivement admise par les auteurs actuels (*cf.* Introduction).

2. EXISTENCE D'UN SOCLE EN VANOISE SEPTENTRIONALE?

Reprenant les arguments de M. GIGNOUX (1929), J. BOCQUET (1974) considère en outre que les lits charbonneux observés en Vanoise septentrionale, en particulier au Laisonnay dans la vallée de Champagny, ne peuvent suffire à caractériser le Carbonifère. Malgré un degré de métamorphisme assez faible et des textures détritiques conservées en partie au moins, J. BOCQUET rattache les metabasites ainsi que les "quelques granophyres" contenus dans ces formations à la "série ancienne de Chasseforêt".

Ph. DAMBRINE et C. LANGANEY (1979) soulignent au contraire que les différences pétrographiques observables entre les deux séries (série de "Chasseforêt" et série de "la Pontille" de Vanoise septentrionale) correspondent également à une différence métallogénique (*in litt.*).

3. LE PERMIEN : UN FACIES DATE SANS PREUVE PALEONTOLOGIQUE.

Rarement défini par des fossiles caractéristiques, le Permien n'a eu pendant longtemps en Europe, qu'une définition de faciès.

Dans les Alpes françaises, M. GIGNOUX et L. MORET (1938) ont montré qu'il existait "deux Permians" séparés par une phase orogénique importante : la discordance saalienne.

Cette distinction est précisée en zone houillère briançonnaise par J. FABRE et R. FEYS (1963) qui définissent un *Eopermien détritique* succédant en concordance apparente et en continuité au Stéphanien connu en Tarentaise, et un *Néopermien à galets de liparites* discordant sur les couches sous-jacentes. Ces deux ensembles sont séparés par les manifestations éruptives à caractère acide de la phase saalienne et par une importante phase d'érosion.

En Vanoise, F. ELLENBERGER (1958, 1963-65) considère "comme Permien tout ce qui est entre le Carbonifère (houiller) et le Trias" (1963-65). Ce Permien ne serait ici constitué que par le seul Néopermien post-saalien, réduit dans la zone houillère voisine, beaucoup plus développé dans la zone Vanoise-Mont Pourri, qui reposerait sans discordance angulaire visible sur le "Carbonifère".

4. LE MESOZOIQUE.

En 1929, M. GIGNOUX dénonçait l'appellation abusive de Trias donnée à l'ensemble des calcaires de Vanoise. Il supposa que certains faciès représentaient le Lias, le Jurassique et le Crétacé de la couverture de la Vanoise.

Peu de fossiles étaient alors connus en Vanoise ; W. KILIAN (1905 b) avait découvert le Jurassique supérieur à *Aptychus*, *Phyllocrinus*, *Hibolites* au verrou supérieur du Plan des Nettes, puis le Trias à *Diploporidées* au Col de La Grosse Tête ; en 1924, E. RAGUIN démontrait pour la première fois en Vanoise l'existence du Crétacé métamorphique grâce à la découverte de Foraminifères dans les calcaires phylliteux à glaucophane du Vallon de Pâquier ; M. GIGNOUX (1923) trouvait après de longues recherches dans la base sud de La Grande Motte, des *pentacrines* attestant

l'âge liasique des "schistes ou calcaires phylliteux" ; J. RICOUR (1944 à 1952) reconnaissait la flore à *Equisetum* du Keuper continental.

Finalement, c'est à F. ELLENBERGER (1958) qu'il revint de confirmer les prévisions de M. GIGNOUX et d'établir une coupe stratigraphique complète et datée paléontologiquement, des séries mésozoïques du Pays de Vanoise.

Il apparut ainsi que le Trias de la Vanoise occidentale n'était guère différent de celui du Briançonnais classique. En Vanoise orientale existait une série assez différente (série du type Val d'Isère-Ambin), surmontée par l'unité allochtone de la nappe de La Grande Motte à Lias purement de type "prépiémontais". En outre, sur ces masses mésozoïques "locales" (bien que sans doute longuement traînées), on devait distinguer un "Trias exotique" surtout formé de gypses et de cargneules et contenant des lentilles de schistes et de grès à flore et faune du Keuper ; cet ensemble, considéré comme une unité structurale particulière entraînée sous les Schistes Lustrés, constitua "la nappe des gypses".

L'ossature principale des chaînons calcaires gisant sur la Vanoise septentrionale, serait formée par la série calcaréo-dolomitique du "Trias local" très souvent traîné en écailles parautochtones à la surface du socle paléozoïque, tout en faisant cependant partie intégrante de son revêtement arrière primitif (F. ELLENBERGER, 1958).

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES SÉRIES DE VANOISE SEPTENTRIONALE.

F. ELLENBERGER (1958) a donné une coupe théorique synthétique générale des séries de Vanoise septentrionale.

De haut en bas ont été distingués :

- (5)- la couverture mésozoïque formée pour l'essentiel par les calcaires du Trias, et considérée comme décollée : 200 à 750 m ;

puis en concordance apparente et tectoniquement solidaire :

- (4)- les quartzites francs du Trias inférieur (Werfénien ou Scythien) : 300 à 500 m ;
- (3)- les quartzites phylliteux et schistes argentés (faciès argenté) attribués au Permo-Trias : 300 à 400 m ;
- (2)- les "schistes bleus" (ou "schistes irisés"), poudingues de Champagny, arkoses de Friburge, ... attribués au Permien *s.str.* : 300 à 500 m ;
- (1)b- les schistes et micaschistes gris parfois charbonneux, grès arkosiques clairs fins, prasinites ("Houiller" du Laisonnay) : 400 à 600 m ;
- a- le complexe à prédominance éruptive (roches gabbroïques et dioritiques de La Sauvire) : 500 m environ dans Bellecôte et le Grand Bec, plus de 1000 m dans le massif du Mont Pourri ; on y trouve aussi des micaschistes charbonneux et des quartzites phylliteux.

Les termes (2), (3) et (4) forment d'après F. ELLENBERGER une série continue post-saaliennne, bien que la phase saaliennne n'ait pas été mise en évidence par une discordance visible.

Aucune différence sensible de cristallinité n'a pu être observée par F. ELLENBERGER entre les couches (géométriquement) les plus profondes et celles plus proches du Permien ; on ne verrait donc aucune trace d'un socle anté-carbonifère.

F. ELLENBERGER a toujours insisté (notamment *in litt.*) sur le fait que la série anté-permienne de Vanoise septentrionale ne montre pas de signe d'une tectogenèse supplémentaire par rapport à celle subie par le Permien. Il admet cependant (1958, p. 126 note) que l'on peut parler d'une certaine "saute de cristallinité" entre les deux ensembles.

Enfin, en accord avec J. FABRE, il souligne l'existence d'homologies entre le "Carbonifère" de Vanoise septentrionale et le Stéphanien de la zone houillère voisine.

LA SÉRIE ANTÉ-PERMIENNE (HOULLER DE F. ELLENBERGER),

1. INTRODUCTION - LOCALISATION DES COUPES.

Sept coupes effectuées dans le "Houiller" présumé au sens de F. ELLENBERGER (1958) servent de support à l'étude lithostratigraphique de la série anté-permienne de la vallée de Champagny et du massif de Bellecôte. (Fig. 4).

- 1 - Coupe de la Crête des Echines ;
- 2 - Coupe des Creux de la Laisille ;
- 3 - Coupe de la Pointe des Chardes ;
- 4 - Coupe de l'arête sud de la Pointe du Bonhomme ;
- 5 - Coupe du flanc nord-est de La Sauvire ;
- 6 - Coupe du ravin de La Derrire ;
- 7 - Coupe des Montieurs.

Les coupes 1, 2 *pro-parte*, 5 et 6 ont été levées en collaboration avec J-F. RAOULT.

2. CARACTERES COMMUNS AUX DIFFERENTES COUPES.

D'emblée on peut énoncer en ce qui concerne le complexe pré-permien, un certain nombre de caractères communs à ces différentes coupes :

1. par la nature des roches sédimentaires : elles comprennent des termes schisteux ou pélitiques, à textures sédimentaires rarement conservées au niveau de la lame mince, et à l'opposé des termes dont le caractère détritique est évident à l'oeil nu et souvent reconnaissable même en lames minces. Ces deux catégories sont en général bien distinctes. Comme on le

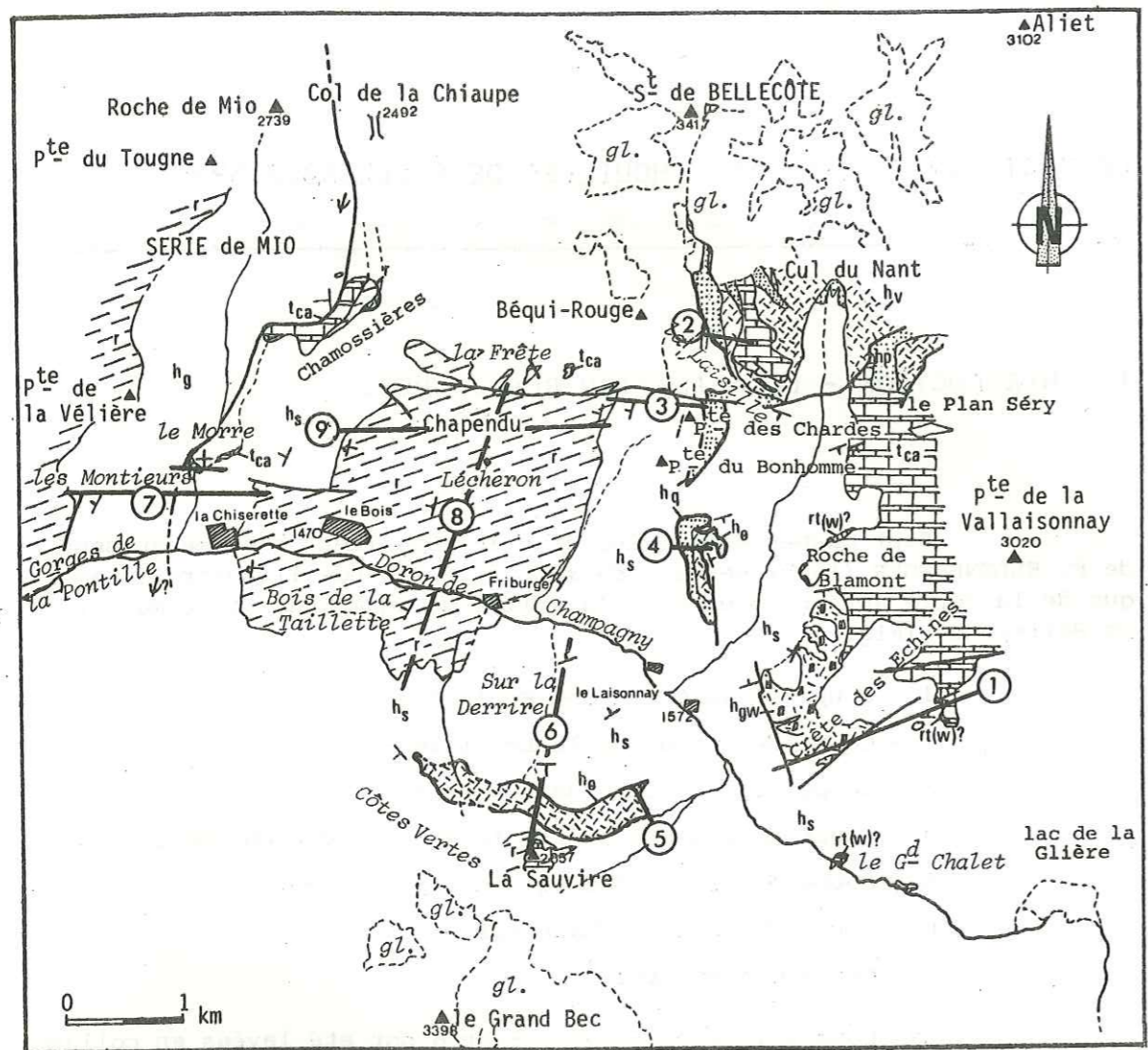


Fig. 4. Carte de répartition des faciès et des séries du massif de Bellecôte. Localisation des coupes.

Légende: Topographie: ▲ sommets, ○ lacs et rivières, (gl.) glaciers, ◐ hameaux.

Géologie: ψ failles et grands accidents (ψ), γ pendages

tca [hatched box] Série carbonatée s.l

rt(w)? [hatched box] Permo-trias s.l présumé

r [hatched box] Permien s.l

Carbonifère présumé

hq [hatched box] quartzites phylliteux

hs [hatched box] schistes cendrés s.l

hgw [hatched box] grauwackes des Echines

ho, hv [hatched box] série magmatique s.l

hg [hatched box] série schisteuse à bancs de grès } Série de Mio

} Série de Bellecôte

Les gros traits noirs numérotés représentent les traits de coupes.

justifiera plus loin, les termes détritiques comprennent des roches méritant le nom de grauwackes vraies et d'autres qui sont plutôt des grès impurs. Quelques coupes comprennent de plus des quartzites phylliteux ou des schistes charbonneux.

2. par les intercalations d'origine magmatique, les unes dérivant de roches grenues, les autres d'origine probablement microgrenue ("filons-couches") ou "cinérites".

3. par le style des déformations. Comme on le verra plus loin, toutes les roches en question comportent une foliation ou schistosité de flux qu'on nommera S_1 ; cette foliation est pratiquement toujours parallèle au rubanement sédimentaire lorsque celui-ci est apparent (c'est donc une $S_{(0)-1}$). Un grand nombre de roches montrent en outre une seconde déformation, en général des microlithons. On la désignera comme S_2 , bien qu'il ait pu être démontré que l'on a localement une déformation d'âge intermédiaire (S_{2a} en fin de microlithons avec "différenciation métamorphique" transposante). Toutes ces roches ont apparemment subi le même métamorphisme (débutant avec S_1) de type "greenschist" s. str., ou "épi-zonal". Contrairement à la Vanoise méridionale, les minéraux typiques de haute pression sont rares ou absents.

3. COUPE I : LA CRETE DES ECHINES.

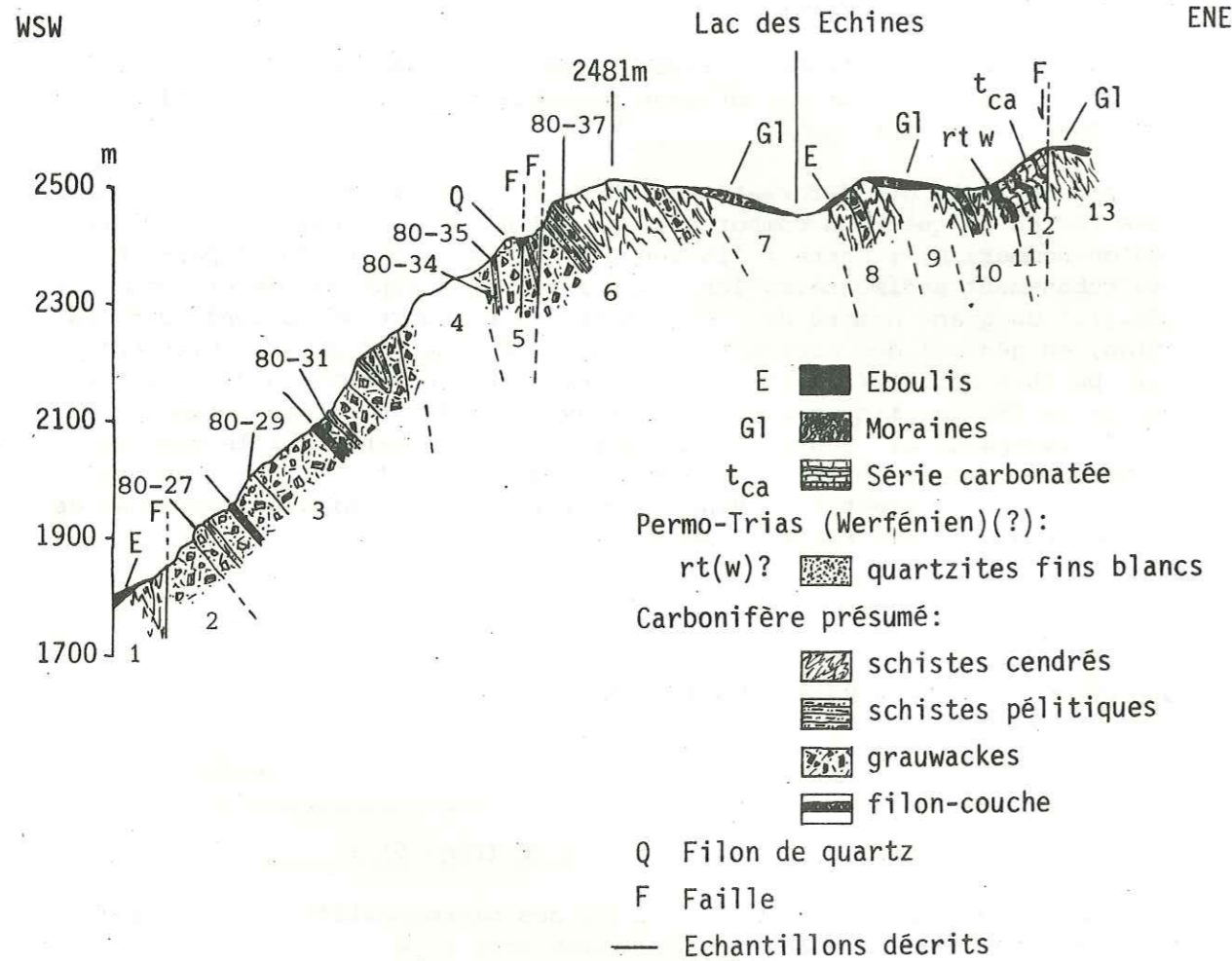
On observe de l'W-SW vers l'E-NE (Fig. 5) :

-1. Schistes cendrés noirâtres montrant des microstratifications blanches, quartzieuses, transposées en une foliation très fine. Les surfaces définies par les feuillets schisteux ont un aspect brillant dû aux concentrations de phyllites (micas blancs et chlorites); elles prennent une teinte rouille à l'altération.

-2. En contact mécanique (faille verticale décrochante senestre), grauwackes à grain fin, en bancs centimétriques à métriques, de couleur gris vert clair séparés par des joints plus schisteux et plus sombres épais de 2 à 10 cm (éch. 80-27). Ces grauwackes sont peu fissiles dans les bancs métriques.

-3. Alternance décimétrique à métrique sur une épaisseur visible de 400 à 500 m, de grauwackes litées gris vert clair à vert sombre, peu fissiles, prenant l'aspect de gneiss très fins; des lits millimétriques chlorito-

Fig. 5. Coupe I - La Crête des Echines.



micacés alternent avec des lits blancs quartzo-feldspathiques. Ces niveaux contiennent localement de petits horizons centimétriques plus schisteux à surface brillante bleue à noire ; parfois aussi de petites lentilles noires qui pourraient correspondre à d'anciens galets de pélites fortement étirés. Quelques filons-couches (σ) épais de 1 à 2 m sont intercalés dans cette formation ; la roche magmatique d'un vert assez soutenu, présente un grain fin et une légère foliation visible à l'oeil nu.

-4. Hiatus d'observation (150 à 200 m).

-5. Passage continu progressif entre les grauwackes du niveau (3) et les schistes très fins, plus sombres que (1), correspondant à d'anciennes pélites. Le passage se fait sur une épaisseur de 20 cm.

Cette zone est affectée par une tectonique cassante importante (réseau de petites failles W-E et SSW-NNE) accompagnée de boudinage. Celui-ci déforme, dans les grauwackes, un gros filon de quartz (Q) épais de 0,50 m environ ; chaque boudin est situé à 1 m du boudin voisin.

-6. Passage rapide des niveaux pélitiques (5) à des schistes cendrés noirâtres (50 à 100 m).

Un échantillon (éch. 80-37) de schiste pélitique sombre permet d'observer les relations entre la surface lithologique transposée S_1 et une schistosité de microplissement S_2 réfractée dans le niveau le plus compétent (Fig. 6).

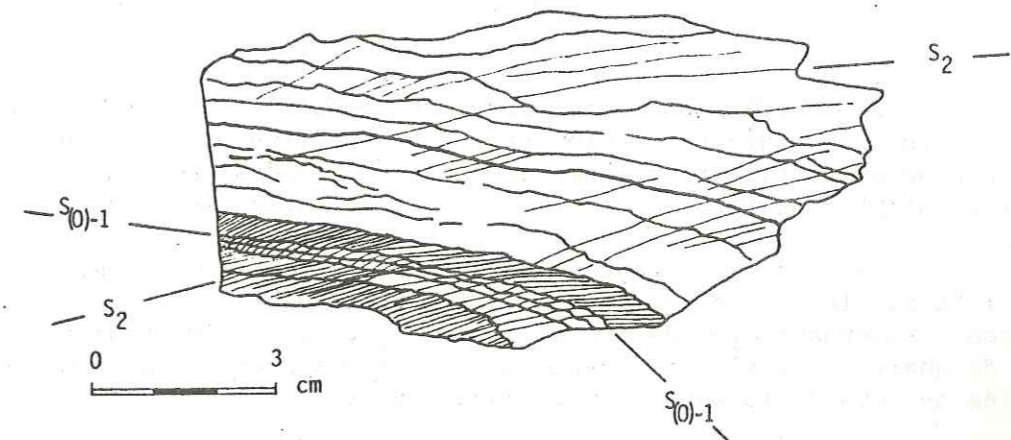


Fig. 6. Echantillon 80-37 : réfraction de la schistosité S_2 dans un schiste pélitique.

- 7. Hiatus d'observation (50 m).
- 8. Alternance de schistes cendrés noirâtres et de bancs de grauwackes claires.
- 9. Hiatus d'observation (20 m).
- 10. Même alternance qu'en (8).
- 11. 10 m de quartzites massifs, blancs apparamment concordants sur (10). Au voisinage de la coupe, ce niveau peut manquer. Il est attribué au Werfénien.
- 12. Calcaires marmoréens, lités, à patine claire gris bleuté à blanc. Des lits décimétriques jaunâtres soulignent la stratification. Le contact avec les quartzites (11) montre une légère altération mais paraît concordant. Ces calcaires sont attribués au Trias.
- 13. A nouveau, faciès de schistes cendrés noirâtres en contact par faille avec les calcaires (12) et masqués en partie par une moraine.

3.1. ETUDE MICROSCOPIQUE DE QUELQUES ECHANTILLONS.

a). Les schistes cendrés (niveaux (1), (6), (8), (10)).

L'observation microscopique de ce faciès est rendue difficile par la finesse du grain. La plupart des échantillons sont en outre affectés par un plissement intense souvent accompagné d'une schistosité de "strain-slip" plus tardive, oblique sur la foliation métamorphique.

La mésostase représente 90% de la roche ; elle est formée par des lits de fines lamelles de mica blanc flexueuses et de chlorite enchevêtrées, alternant avec de minces lits de quartz. Quelques grains cataclastés de quartz, de zircons, parfois de plagioclases finement maclés sont isolés au sein de la pâte quartzo-phyliteuse.

b). Les grauwackes claires. (niveaux (2) et (3) ; éch. 80-27).

Au microscope, ces roches sont caractérisées par la présence de gros éléments emballés dans un ciment granoblastique très fin formé de quartz, feldspath, mica blanc, chlorite (pennine), calcite parfois (Fig. 7).

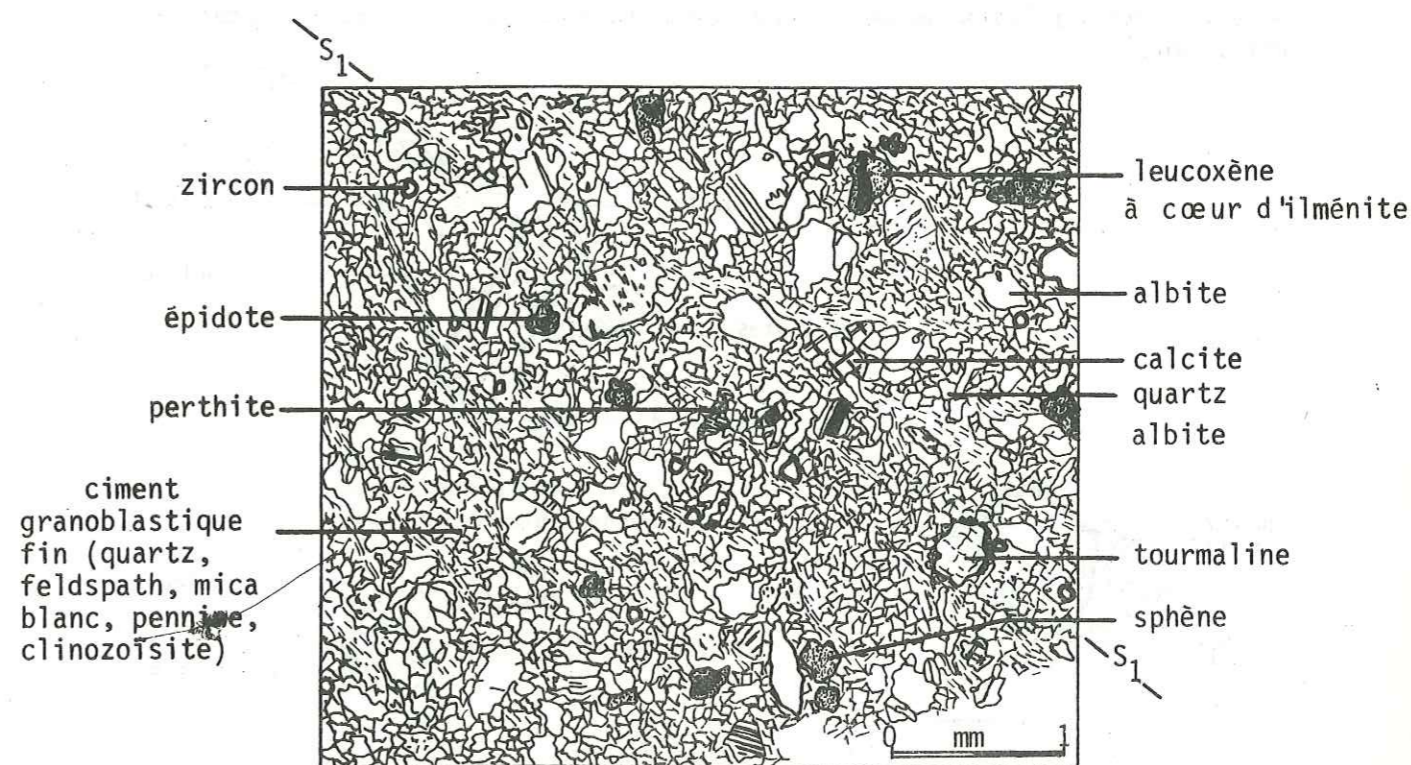


Fig. 7. Echantillon 80-27. Exemple de grauwacke claire (niveaux 2 et 3).

La part du broyage et de la recristallisation est difficile à distinguer de l'accumulation sédimentaire initiale. On n'observe plus qu'une fine foliation métamorphique S₁ soulignée par l'orientation de phylites. Quelques échantillons montrent une petite schistosité de "strain-slip" oblique sur S₁.

Les gros éléments, demi-millimétriques à millimétriques, présentent des formes arrondies qui pourraient indiquer une origine sédimentaire (cf. pl. 15, 2 in F. ELLENBERGER, 1958). Il s'agit notamment de gros grains d'épidote (pistachite) dont les bords sont presque toujours auréolés par de la clinozoïsite bourgeonnante et orientés selon S_1 (Fig. 8a); de zircons particulièrement nombreux (cf. 3ème partie); d'ilménite, partiellement transformée en leucoxène (en lumière réfléchie, on perçoit une auréole blanchâtre à ocre brun très clair, autour d'une plage centrale parfaitement opaque); de sphène; de tourmaline brisée brune très rare montrant des franges d'accroissement secondaire bleu-jaunâtre, formées par des agrégats de poussières de clinozoïsite de recristallisation (Fig. 8b).

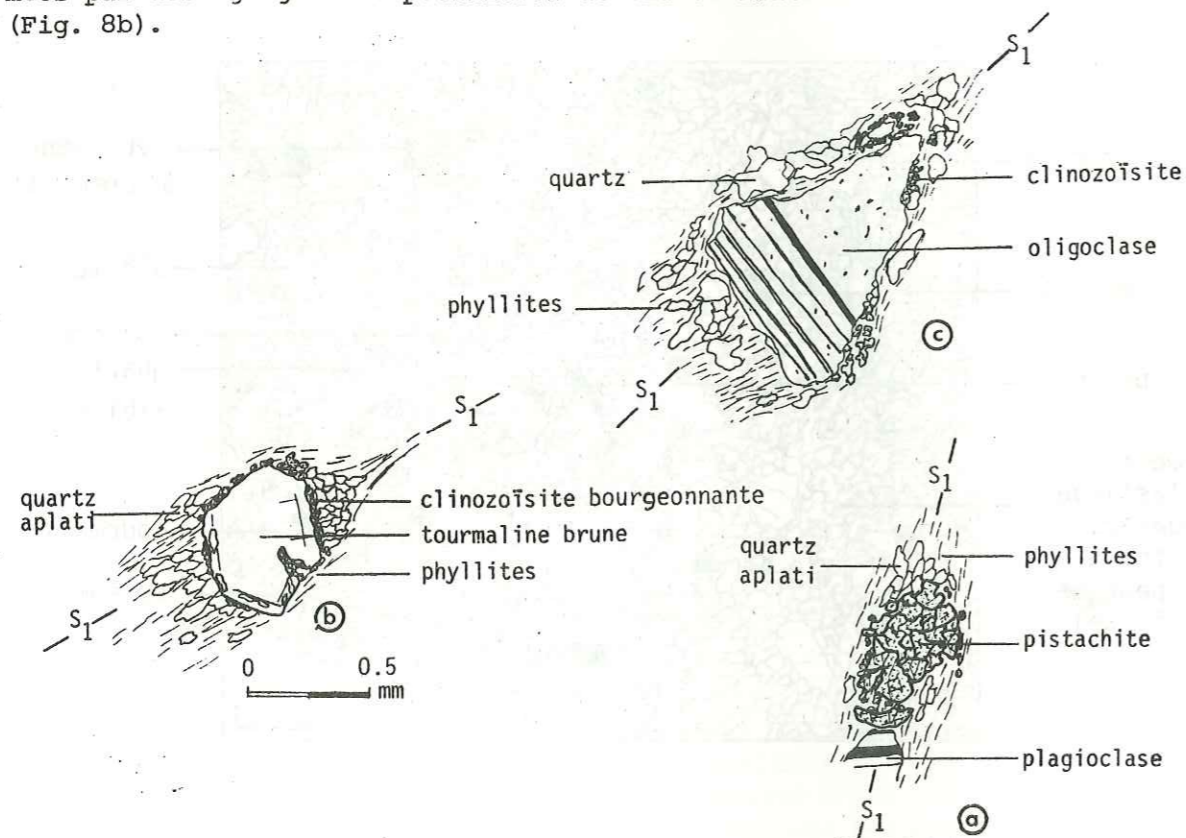


Fig. 8. Exemples de minéraux anté- S_1 dans une grauwacke claire.

S'ajoutent à cela :

- des gros grains de quartz à extinction roulante ou présentant des lamelles de Boehm perpendiculaires à S_1 ;
- des plagioclases parfois envahis de fines paillettes micacées, parfois parfaitement limpides et/ou finement maclés (albite) (Fig. 8c), parfois

zonés et accompagnés de diaclases délimitant des portions de minéral non maclé (il pourrait s'agir de plagioclases d'origine rhyolitique) ;

- quelques perthites vraisemblablement d'origine granitique.

Ces gros éléments forment des ocelles moulées par la foliation S_1 (leur grand axe tend parfois à s'orienter parallèlement à S_1), (Fig. 8a, b, c) ; des ombres de pression peuvent s'observer à leurs extrémités (Fig. 8a, b). Ceci leur confère un caractère antécinématique et peut être un argument en faveur de leur origine détritique.

On note également que la plupart montre des contours crénelés provoqués par la croissance de petits cristaux métamorphiques. Des phénomènes de granulation peuvent également apparaître sous forme de petites plages de quartz fréquemment aplaties et dispersées en chapelet dans S_1 . Ces observations indiquent que S_1 a enregistré des composantes cisailantes.

*Analyses par diffractométrie aux Rayons X.

Effectuées sur deux échantillons (éch. 80-39 et 80-34), elles ont permis de vérifier la composition minéralogique de ces roches, et de montrer l'importance déjà remarquée au microscope, de l'albite aux dépens des autres plagioclases.

Composition minéralogique moyenne :

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp. K	calcite	dolomite	
50,5	9	16	23	0	1,5	0	en %.

Outre la présence possible d'albite détritique, sa grande abondance traduit vraisemblablement un phénomène d'albitisation aux dépens d'autres minéraux, notamment des plagioclases calciques, au cours du métamorphisme alpin. On verra d'ailleurs dans le chapitre consacré au métamorphisme, que l'albite est l'un des minéraux témoins du métamorphisme alpin.

c). Autres échantillons du type grauwackes.

Prélevées à Laisonay dans les éboulis du fond de la vallée de Champagny (et provenant des crêtes du Mollard et des Echines), ces roches à grain grossier (plurimillimétrique à centimétrique pour les éléments

Tableau n°1. Analyse quantométrique des éléments majeurs des roches de la Crête des Echines.

éch. majeurs	80-29	80-31	80-34	80-35	80-37	80-39	80-96	80-98
SiO ₂	67.12	69.75	68.77	58.89	63.91	66.49	62.99	69.23
TiO ₂	0.77	0.60	0.72	0.82	0.90	0.73	0.62	0.72
Al ₂ O ₃	13.95	13.85	14.96	17.88	16.85	14.40	13.10	12.83
Fe ₂ O ₃	0.74	1.59	0.23	0.61	6.40	0.60	4.19	0.62
FeO	3.48	2.35	4.24	6.71	0.00	4.43	0.00	3.86
MnO	0.15	0.05	0.07	0.13	0.09	0.07	0.08	0.13
MgO	1.90	1.83	1.54	3.21	2.93	2.07	1.44	1.33
CaO	1.41	0.82	1.49	1.30	0.00	1.72	7.14	2.98
Na ₂ O	3.29	5.03	5.19	3.42	3.24	3.67	4.03	3.87
K ₂ O	2.37	1.10	0.91	2.59	2.71	1.96	1.06	1.18
P ₂ O ₅	0.22	0.27	0.15	0.25	0.22	0.22	0.16	0.16
Total	99.02	99.25	100.50	99.71	100.37	99.13	100.48	99.38

Tableau n°2. Analyse quantométrique des éléments majeurs de quelques échantillons pris dans la littérature.

éch. majeurs	2 (F.Ell.)	576 (J.Boc.)
SiO ₂	67.70	65.05
TiO ₂	0.55	0.80
Al ₂ O ₃	13.30	14.70
Fe ₂ O ₃	1.00	4.15
FeO	3.55	2.00
MnO	0.06	0.10
MgO	2.35	2.55
CaO	3.19	2.40
Na ₂ O	3.60	3.80
K ₂ O	1.40	1.85
P ₂ O ₅	0.18	0.20
Total	98.48	100.30

Echantillons 2. (F.Ellenberger) Carbonifère métamorphique des gorges de la Pontille.
576. (J. Bocquet) Carbonifère métamorphique; Le Tovet.

les plus gros) ont à l'oeil nu assez peu de similitude avec les grauwackes de la Crête des Echines ; des clastes schisteux noirs sont systématiques et associés à des "galets" blanchâtres quartzo-feldspathiques ; dans les échantillons sciés parallèlement à la foliation, ces galets s'alignent dans cette foliation ; dans les échantillons sciés perpendiculairement à la foliation, les clastes schisteux présentent des figures arborescentes. Tout litage est rare.

La pétrographie de ces roches est intéressante ; la fraction présumée détritique notamment, est constituée par le même matériel que les grauwackes des Echines : zircons, épidotes, leucoxènes à coeur d'ilménite, tourmalines brunes (rares), quartz, plagioclases. Le ciment jointif est un mélange granoblastique fin de quartz, albite et phyllites (mica blanc et chlorite). De petits zircons se mêlent à cette matrice. La calcite peut y être abondante sous la forme de filonnets tardifs.

* Deux analyses par diffractométrie aux Rayons X, effectuées sur les échantillons 80-97 et E1.3, confirment l'appartenance de ces roches à la même catégorie que les grauwackes de la Crête des Echines.

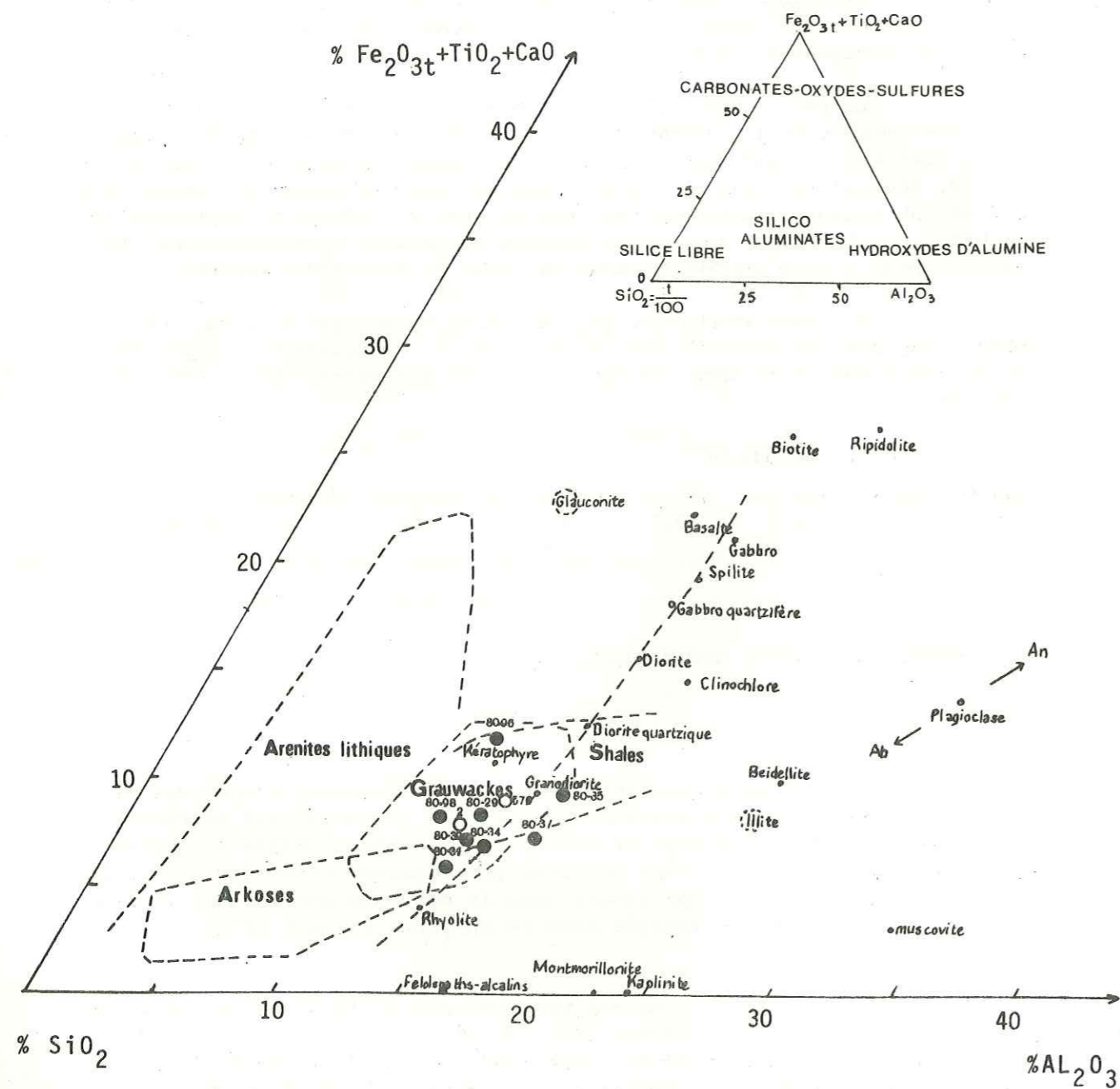
Composition minéralogique :

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp. K	calcite	dolomie	
54	11	13,5	19,5	0	2	0	en %.

3.2. REMARQUES D'ORDRE GEOCHIMIQUE.

Les analyses géochimiques ont été effectuées d'une part au laboratoire de Pétrologie-Volcanologie à Orsay, d'autre part au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques à Nancy. Elles intéressent essentiellement ici les roches décrites précédemment comme des grauwackes. Une interprétation plus approfondie dans le contexte général des roches du secteur étudié sera envisagée dans le chapitre suivant consacré à la géochimie.

Les 8 échantillons analysés ont été collectés d'une part sur la coupe de la Crête des Echines (éch. 80-39, cote 1870 ; éch. 80-29, cote 2060 ; éch. 80-34 et 80-35, cote 2350 ; éch. 80-37, cote 2400) d'autre part dans les murs des enclos du Laisonnay (éch. 80-96 et 80-98, cote 1572). Deux analyses prises dans la littérature complètent les données des 8 échantillons prélevés (an.2 in F. ELLENBERGER, 1958 et an.576 in J. BOCQUET, 1974).



Diag. 1. Triangle des roches totales (d'après H. de La Roche, 1965).

Symboles pleins: échantillons de cette étude.
 Symboles creux: échantillons relevés dans la littérature.

Les résultats de ces analyses sont données dans les tableaux I et II.

Bien que n'étant plus du tout de type grauwacke par leur texture respective (l'échantillon de F. ELLENBERGER est une roche fortement transposée par S_1 , ayant perdu toute texture détritique; l'échantillon de J. BOCQUET est un micaschiste typique), on note la très grande ressemblance géochimique des roches de la littérature avec celles étudiées ici (an.2 est notamment très semblable à 80-98).

Dans le diagramme des roches totales (Diag. I) les points représentatifs des échantillons sont relativement bien groupés dans le domaine méta-sédimentaire des grauwackes avec une évolution sensible vers les shales (éch. 80-35 en particulier, prélevé au contact des pélites sombres sur la coupe (niveau (5))).

3.3. REMARQUES D'ORDRE LITHOGRAPHIQUE.

La coupe permet de distinguer deux ensembles lithologiques d'âge au moins anté-permien (anté-werfénien):

- un ensemble schisteux (schistes cendrés noirâtres) à bancs de grauwackes qui semble former l'essentiel de la partie ENE de la coupe;
- un ensemble détritique (grauwackes claires) surtout développé dans la partie WSW.

Le passage de l'un à l'autre apparaît progressif et d'origine sédimentaire (niveau (5)). Cette observation a été renouvelée en divers points du secteur, notamment dans les couloirs du Mollard à l'Ouest de la coupe, où certains niveaux semblent présenter les caractères d'un passage latéral de faciès.

La présence d'horizons plus schisteux dans les grauwackes, puis de bancs de grauwackes dans les schistes cendrés peut être interprétée comme des récurrences de faciès au cours de la sédimentation.

Sur la coupe, le pendage général des couches permet de dessiner une antiforme au sein des grauwackes, suivie d'une synforme dans les schistes cendrés (partie ENE de la coupe). Cette remarque conduit à envisager à titre d'hypothèse les grauwackes comme le soubassement géométrique des schistes.

*Relation entre les grauwackes de la Crête des Echines et les échantillons du Laisonnay.

Bien que ne connaissant aucune coupe accessible montrant les deux faciès juxtaposés, il est possible d'envisager leur relation génétique, c'est-à-dire une origine détritique commune. Chacun des types granulométriques observés peut en effet correspondre à l'un des pôles d'une même série détritique granoclassée (celui peut également s'interpréter à partir du diagramme I des roches totales), non observable du fait des conditions actuelles d'affleurement défavorables.

3.4. COMPARAISON ENTRE LA SERIE GRAUWACKEUSE DE LA CRETE DES ECHINES ET LES COUCHES STERILES DE LA ZONE HOUILLERE (ASSISE DE COURCHEVEL, STEPHANIEN).

En zone houillère, le houiller productif est partout en continuité apparente (mais en discordance cartographique régionale) par les couches stériles. Ce sont en Tarentaise, les couches de Courchevel, de Montagny, du Mont du Pécllet, du Roc du Tougne, des Encombres, du Signal des Têtes, de la Louie Blanche et du Grand Assaly (J. FABRE, 1961) ; au Sud de l'Arc, ce sont les schistes, grès et conglomérats de Roche Château (R. FEYS, 1957), ainsi que le conglomérat de Tramouillon (J. DEBELMAS, 1955). La base de ces couches stériles appartient encore, selon J. FABRE, au Stéphanien, car elles succèdent à du Westphalien supérieur daté ou contiennent elles-mêmes des espèces stéphanienues typiques.

La présence dans ces formations de galets d'épidotites et de micaschistes riches en épidotes n'est pas sans rappeler les "microgalets" ou "agrégats" d'épidote contenus dans les grauwackes des Echines. Cette convergence de faciès, déjà remarquée par F. ELLENBERGER et J. FABRE, avait conduit ce dernier (1961) à envisager "qu'à certains moments, en particulier au Stéphanien un massif cristallin riche en roches basiques, sans doute le massif du Ruitor ou un prolongement de celui-ci alimentait en épidotes détritiques le Houiller voisin de ces deux zones : zone houillère briançonnaise et zone Vanoise - Mont Pourri".

*Origine des "microgalets" d'épidote et des galets d'épidotites de la zone houillère.

Quelques doutes quant à l'origine des apports détritiques subsistaient dans l'esprit de J. FABRE. Selon lui, les galets de roches à épidote observés à la fois dans les couches du Houiller stérile et dans celles du pourtour du Ruitor témoignaient de l'érosion d'une partie du cristallin du Ruitor. "Mais le secteur bénéficiaire de ces apports était somme toute, assez limité" et se cantonnait à la Haute Tarentaise. De plus, le massif ancien qui avait fourni le matériel détritique du Houiller des Trois Vallées et de la Maurienne, notamment ce qu'il est possible d'en imaginer à partir des conglomérats de l'assise de Courchevel était assez différent du Ruitor et évoquait plutôt un "Culm traversé de granites comme dans le Massif Central français" (J. FABRE, 1961).

Il faut également remarquer la grande quantité d'ilménite remaniée dans ces roches, notamment en Vanoise septentrionale. La source devait donc comporter beaucoup de roches basiques rétrogradées en faciès à épidote.

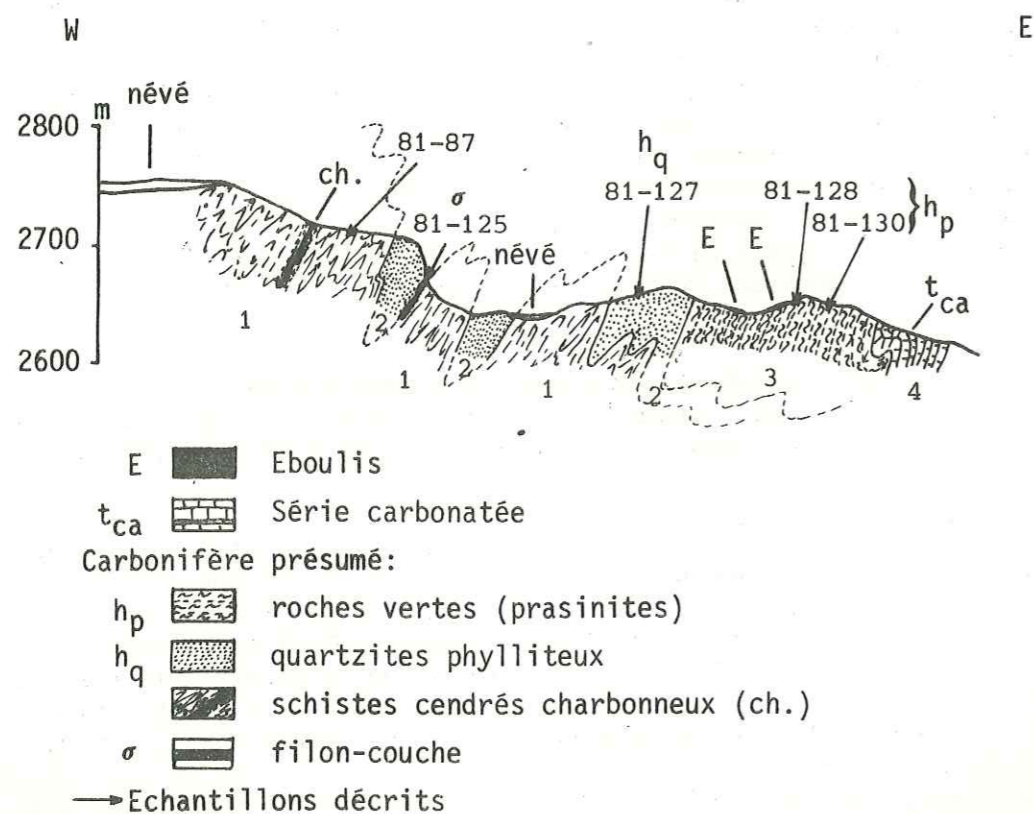
En outre, les recherches actuelles conduisent à penser que nombre d'épidotes a pu être confondu avec des zircons. J. SCHADE (1983) a en effet démontré l'existence de zircons détritiques en très grande quantité dans les roches de la zone houillère (Stéphano-Permien notamment). J'ai également été amenée à mettre en évidence ce minéral lourd dans les métasédiments de Vanoise septentrionale. On verra lors d'un chapitre ultérieur consacré à l'étude de ce minéral, si le domaine qui alimentait le Houiller de la zone houillère et le Carbonifère présumé de la Vanoise septentrionale, correspondait à un seul et même massif et s'il est possible de mettre en évidence celui-ci.

4. COUPE II : LES CREUX DE LA LAISILLE.

D'W en E, on observe (Fig. 9) :

-1. Schistes gris cendrés à noirs, très fissiles, parfois psammitiques ; ils montrent une alternance millimétrique de lits quartzeux blanchâtres et de lits phylliteux (mica blanc) gris souris parfois rouillé (ils prennent alors une patine ocre). Souvent affectés par un plissement centimétrique, on y observe des axes N-S de phase 2. Des horizons millimétriques noirs graphiteux s'intercalent entre les lits schisteux.

Fig. 9. Coupe II - Les Creux de la Laisille.



On note la présence d'un niveau métrique de schistes ardoisiers noirs, à grain fin et homogène, riches en matière organique, épais environ de 1,5 m.

-2. Quartzites phylliteux à patine beige rosé repartis en niveaux réguliers épais de 50 à 80 m, plissés avec les niveaux de schistes cendrés de (1). Fortement schistosée, la roche conserve néanmoins une cassure conchoïdale.

Un filon couche très peu épais (0,50 m) s'intercale en un point dans le contact avec les schistes cendrés qui ne semblent pas avoir été altérés.

-3. Niveau de "roches vertes" (prasinites selon F. ELLENBERGER, 1958 ; P. SALIOT, minute inédite) souvent intensément laminées en un schiste chloriteux tendre. On distingue néanmoins dans ces roches, deux types d'architecture ; lorsqu'elles ne sont pas trop étirées, elles peuvent présenter un rubanement millimétrique composé d'horizons plus grossiers qui minent le litage sédimentaire ; d'autres montrent au contraire une texture de roche magmatique à grain fin ; le passage des unes aux autres semble progressif.

J'ai attribué un figuré commun à ces deux catégories de roches du fait de ces évolutions lithologiques très rapides.

Immédiatement au Sud de la coupe, ce niveau de "roches vertes" se divise en deux "bancs" épais de 50 à 100 m qui alternent avec les niveaux de quartzites de (2).

-4. Calcaires marmoréens lités de teinte dominante gris bleuté. Ces calcaires sont riches en petites lentilles centimétriques micacées et contiennent des horizons décimétriques de dolomie rousse. Ils sont attribués au Trias par les auteurs précités. Epaisseur visible : 200 à 250 m.

Le contact avec les "roches vertes" est toujours masqué par de l'herbe ou des éboulis. Le pendage des calcaires paraît ici en accord avec le rubanement des "roches vertes".

4.1. ETUDE MICROSCOPIQUE DE QUELQUES ECHANTILLONS.

a). Les schistes cendrés (niveau 1).

En lame mince (éch. 81-87), l'alternance de lits millimétriques quartzitiques et phylliteux est nette. Les liserés graphiteux étirés dans la foliation se concentrent dans les lits phylliteux essentiellement formés par des micas blancs flexueux.

En dépit de la recristallisation, les anciens petits grains détritiques de quartz s'ordonnent en minces chapelets qui révèlent l'ancien litage sédimentaire S_0 . Celui-ci coïncide avec la foliation métamorphique S_1 plan axial de microplis isoclinaux P_1 . L'ensemble est repris par une légère ondulation oblique sur le microplissement P_1 et attribuable à la phase 2 faiblement développée dans le cas de cet échantillon (Fig. 10).

Les lits quartzitiques montrent une fine structure granoblastique ; quelques petites lamelles de mica blanc et de petits grains de zircons sont associés au quartz. Les petits grains détritiques de quartz parfois morcellés sur leur bordure (granulation) donnent des agrégats mono- ou polycristallins qui indiquent que S_0 a subi des contraintes cisailantes que l'on peut attribuer à la formation de microplis P_1 .

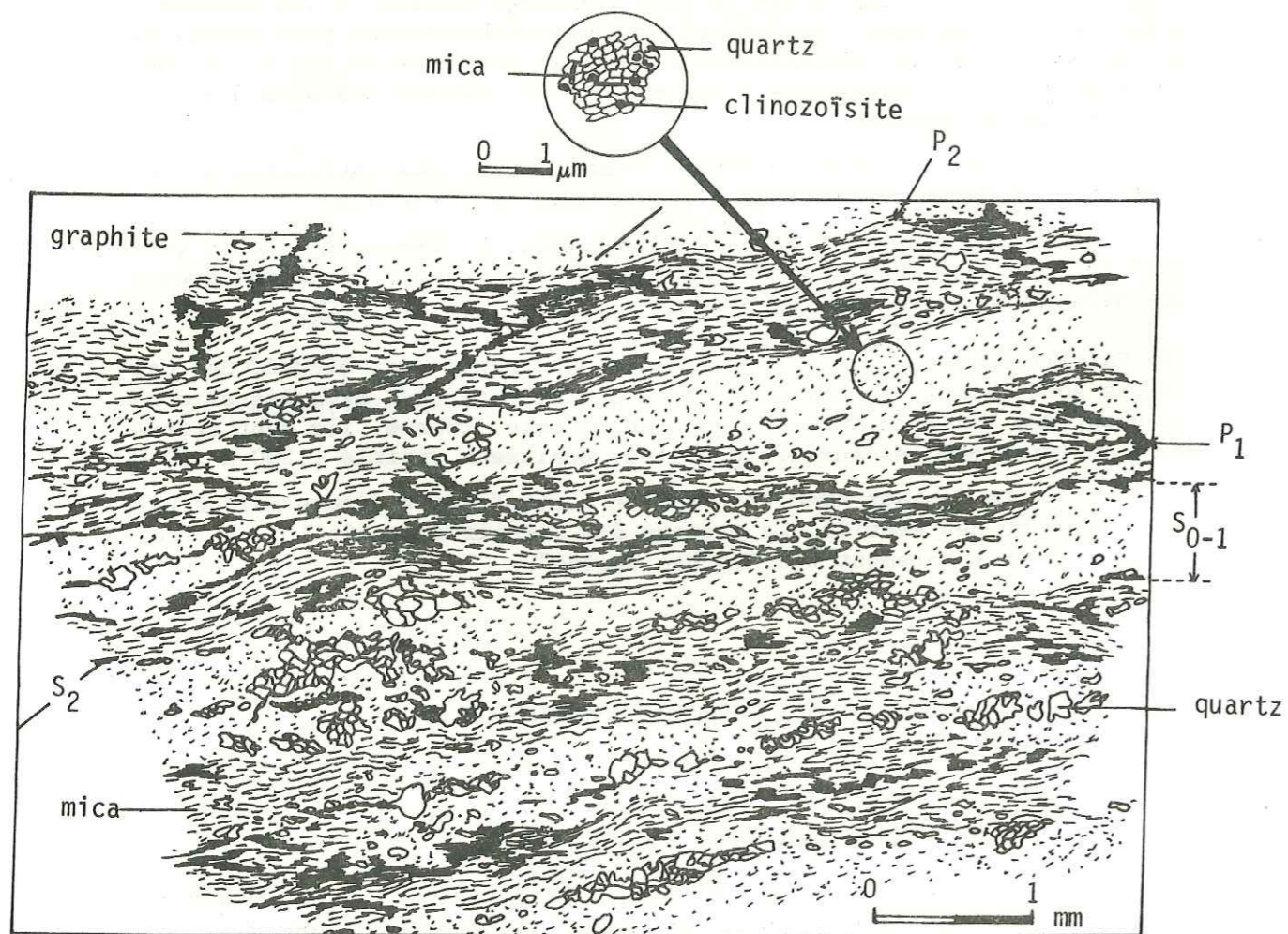


Fig 10. Echantillon 81-87 : exemple de schiste cendré (niveau 1).

b). Les quartzites phylliteux (niveau 2, échantillon 81-127).

Dans une texture granoblastique de quartz fin fortement indenté, de minces lentilles de mica blanc (légèrement teinté en jaunâtre) soulignent la foliation S_{0-1} de la roche. (Fig. 11).

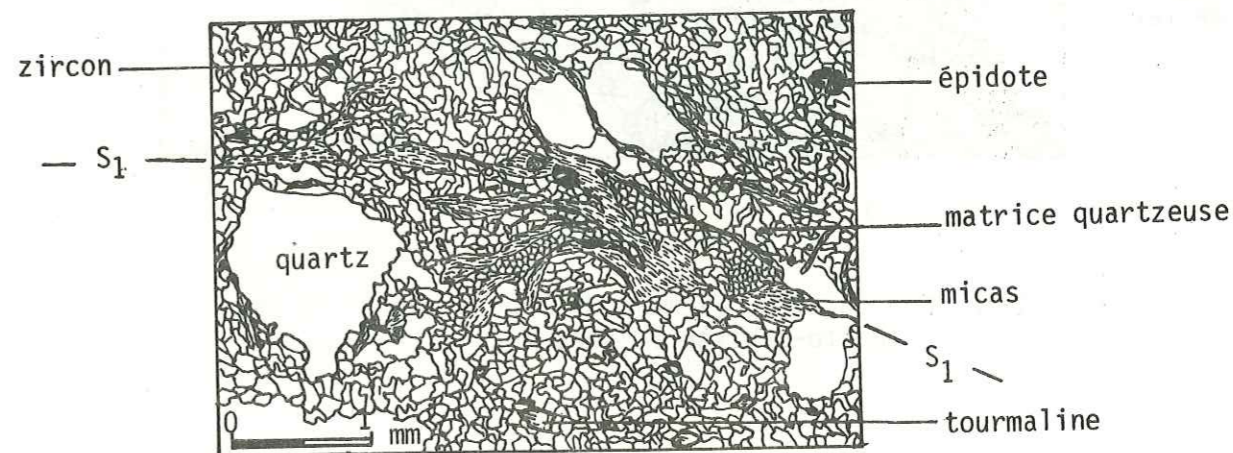


Fig. 11. Echantillon 81-128 : exemple de quartzite phylliteux (niveau 2).

Quelques gros éléments de quartz aux bords dentelés sont disséminés dans le ciment quartzeux. Ils sont accompagnés de quelques petites tourmalines anciennes brisées et colorées en verdâtre, de zircons détritiques et de petites épidotes granulaires.

Dans la structure engrenée de ces quartzites plus rien ne rappelle la texture d'un ancien sédiment mais on pourrait se demander si la matrice ne dérive pas d'un grès par cataclase.

c). Les "roches vertes" (niveau 3).

Deux faciès ont été décrits à l'échelle de l'affleurement. Cette distinction va être précisée par l'examen microscopique (Fig. 12).

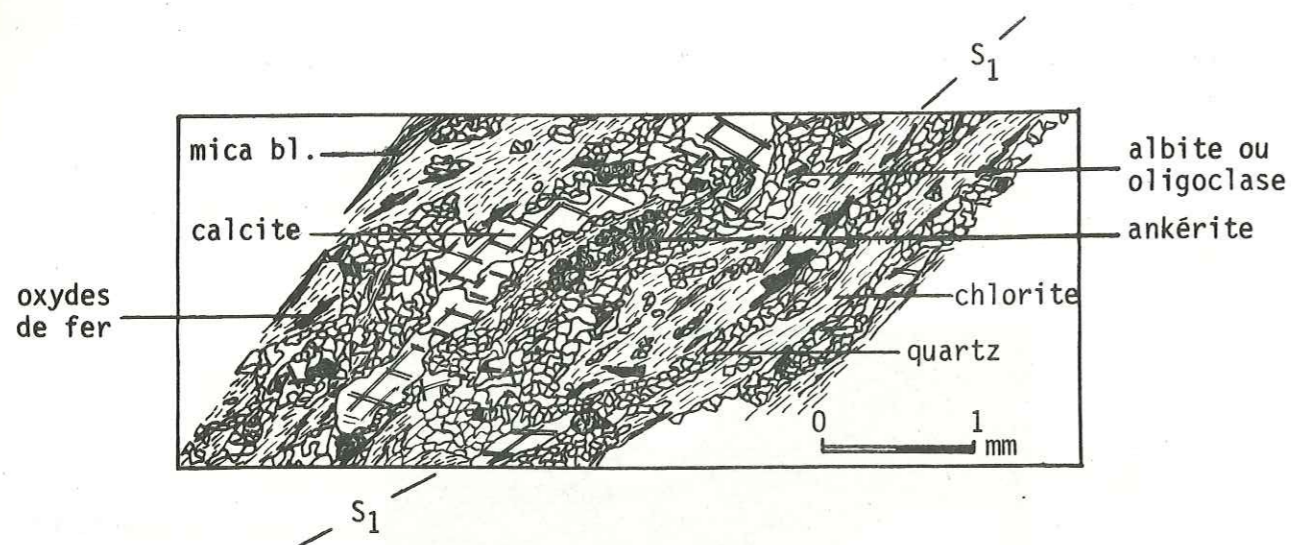


Fig. 12 a. Ech. 81-130. Exemple de "Roche Verte" de type chlorito-schiste (niveau 3).

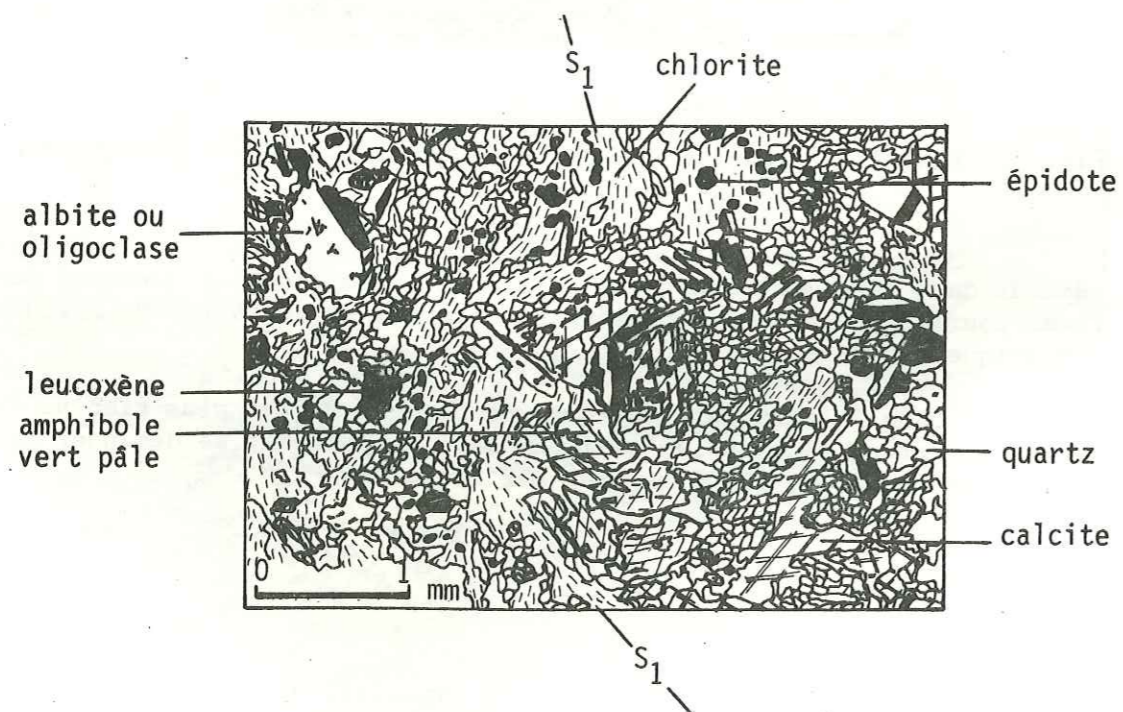


Fig. 12 b. Ech. 81-128. Exemple de "Roche Verte" à structure magmatique relique (niveau 3).

On observe ainsi (Fig. 12a, éch. 81-130) des roches très chloriteuses, finement rubanées, qui présentent en lame mince, outre des lits de chlorite riche en inclusions ferrugineuses opaques, des lits de quartz alternant avec des lits carbonatés ; quelques rares plagioclases (albite-oligoclase) accompagnent le quartz ; des lamelles de mica blanc s'intercalent dans la trame chloriteuse. A l'observation microscopique, il s'agit de "schistes verts" chloriteux.

Sont associées à ces roches phylliteuses, des roches (Fig. 12b, éch. 80-128) ayant une structure étirée dans laquelle se reconnaissent des phénocristaux très cataclasés d'amphibole vert pâle et de plagioclases sodiques maclés (albite et oligoclase) ; des grains de pistachite à multiples faces et des ilménites partiellement transformées en leucoxène accompagnent les phénoblastes ; l'ensemble tend à former des lits minéralogiques qui alternent avec des lits de quartz microcristallin finement engrené, de calcite tardive, de chlorite pigmentée d'inclusions ferrugineuses et disposée en gerbes.

La recristallisation très importante masque la structure originelle de ces roches ; elle s'accompagne d'une fine foliation métamorphique S₁.

Le passage apparemment progressif des termes d'aspect sédimentaire ("schistes verts" chloriteux) aux termes riches en éléments magmatiques ("roche verte" à structure magmatique) indique vraisemblablement une alternance originelle soulignée par des apports sporadiques de cendres volcaniques.

On note dès à présent l'absence de zircons dans ces roches. Cette anomalie confirmera ultérieurement l'interprétation d'une origine volcanique basique pour ce matériel (cf. chapitre consacré à l'étude des zircons).

d). Exemple de filon-couche (σ), (niveau 2).

L'analyse microscopique d'un échantillon de filon-couche permet de faire une comparaison avec les "roches vertes" à structure magmatique du niveau (3). (Fig. 13).

On note d'emblée que la taille du grain est moindre dans le filon-couche ; la minéralogie apparaît moins diversifiée ; les phénocristaux sont essentiellement représentés par la hornblende verte, de

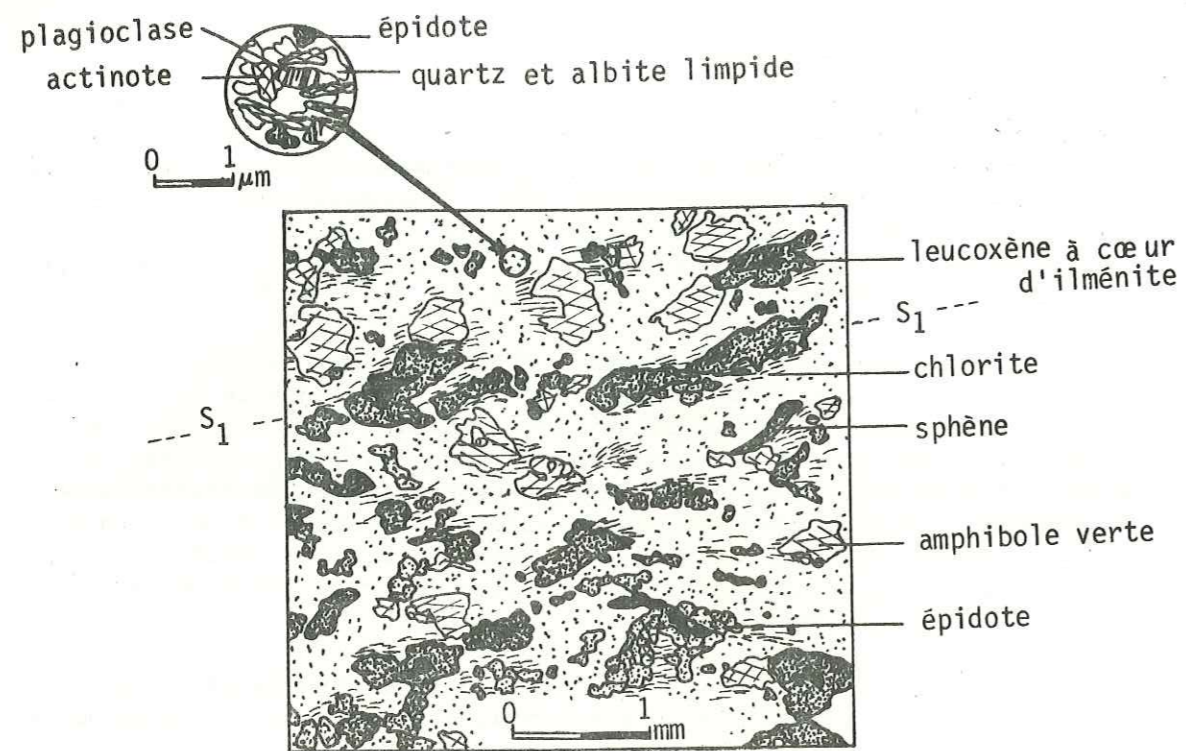


Fig. 13. Echantillon 81-125, exemple de filon-couche (σ niveau 2).

grosses pistachites associées à la zoïsite, et des sphènes et/ou des leucoxènes (le cœur opaque n'est pas toujours présent) qui s'effilochent dans la foliation métamorphique S_1 ; quelques petits plagioclases sodiques (albite et/ou oligoclase), rarement altérés, se distinguent parfois entre les phénocristaux. De la chlorite (pennine) croît à partir des extrémités des amphiboles. Elle se mêle parfois d'actinote fibreuse.

La matrice, très fine et toujours orientée préférentiellement selon S_1 , est constituée de petites aiguilles d'actinote, de petits grains de zoïsite, de plagioclases (albite) et d'un peu de quartz microcristallin.

Les analyses géochimiques (cf. chapitre consacré à la géochimie) préciseront les différences entre le faciès des filons-couches et celui des "roches vertes" du niveau (3).

4.2. REMARQUES D'ORDRE LITHOLOGIQUE.

Bien qu'un peu plus riches en matière organique, les schistes cendrés à noirs du niveau (1) rappellent à s'y méprendre les schistes cendrés de la Crête des Echines. Ils appartiennent plus que probablement à la même formation.

Les quartzites phylliteux (niveau 2) ne peuvent être attribués au Permien *s.str.* ; ils n'en ont ni la teinte, ni le grain, ni la composition minérale (à savoir : dragées détritiques de quartz rosé, albite poëciloblastique, hématite, tourmaline bleu vert); ni au Permo-Trias (quartzites grossiers blanchâtres, phylliteux, à gros grain de quartz rosé). L'étude des quartzites permien et permo-triasiques sera abordée dans un paragraphe ultérieur.

J'interprète ces niveaux de quartzites au niveau de la coupe comme un banc plissé avec les schistes cendrés de (1). Il apparaissent également liés aux "roches vertes" du niveau (3). Cette co-existence est frappante plus à l'Est dans le Cul du Nant et le Plan Richard. Une telle aire d'extension doit pouvoir trouver son explication dans l'histoire paléogéographique de la région. Je tenterai d'aborder ce problème délicat au terme du chapitre consacré à la géochimie.

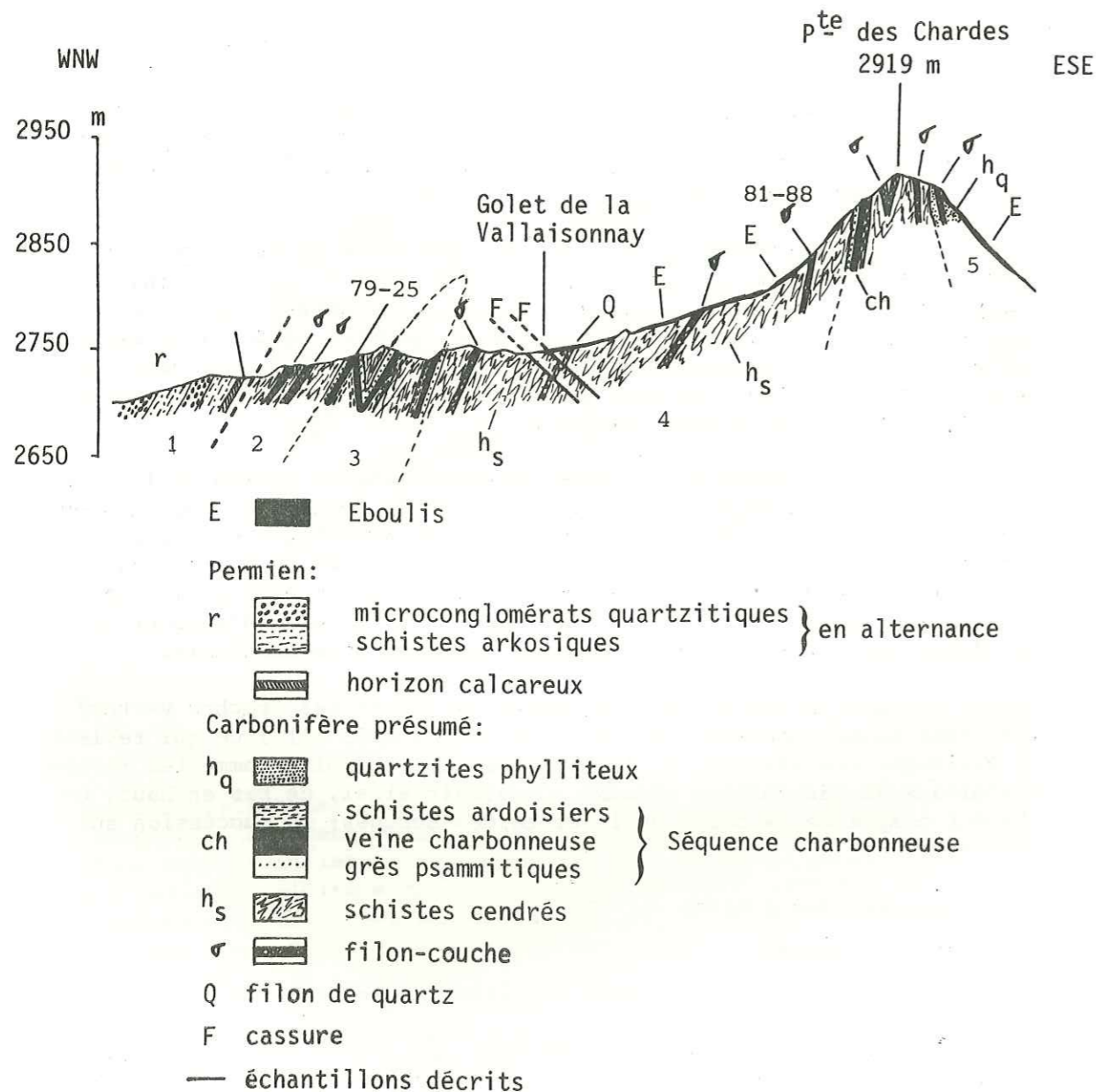
Sur la coupe, les quartzites de (2) et les "roches vertes" (3) sont géométriquement sur les schistes cendrés (1) ; ce qui revient à envisager ces niveaux, si la série est à l'endroit, comme les faciès terminaux du Carbonifère présumé. On aurait ainsi, de bas en haut, en tenant compte de la coupe de la Crête des Echines; la succession suivante :

- 1- grauwackes des Echines ;
- 2- schistes cendrés ;
- 3- quartzites et "roches vertes" des Creux de la Laisille.

Cependant, selon F. ELLENBERGER (*in litt.*), on ne voit jamais de quartzites dans le sommet du Carbonifère là où le Permien complet repose dessus *in situ* (Gorges de La Pontille, la Roche de Mio, etc...). Mais rien ne prouve ici qu'il n'y ait pas eu de fortes érosions jusqu'à ces niveaux.

On constate que les calcaires triasiques du niveau (4) reposent directement et en concordance apparente sur les "roches vertes" (3). Il manque les quartzites blancs du Werfénien observés à la base des calcaires sur la coupe des Echines.

Fig. 14. Coupe III - La Pointe des Chardes.



5. COUPE III - LA POINTE DES CHARDES.

On observe de l'W-NW vers l'E-SE (Fig. 14) :

-1. Alternance de schistes chlorito-albitiques gris bleuté à violacés, satinés fissiles et de microconglomérats quartzitiques blanchâtres à dragées de quartz rosé et lentilles centimétriques schisteuses gris cendré. Chaque banc à une épaisseur de 1 à 3 m. La couleur violacée des schistes et surtout la présence de quartz rosé sont considérés par tous les auteurs comme caractéristiques du Permien.

-α. Niveau centimétrique à décimétrique de roches chloriteuses riches en carbonate, attribuées dans un premier temps à des "spilites" (?) d'âge permien, mais dont l'étude microscopique pourrait révéler une origine sédimentaire.

-2. Contact apparemment en concordance mais masqué par un mètre de pelouse alpine, avec une roche légèrement graphiteuse, finement litée, gris cendré à patine rouille ; ce faciès est identique à celui des schistes cendrés des coupes précédentes (Creux de la Laisille ; Crête des E-chines).

Sont interstratifiés dans ce niveau, deux filons-couches probables, épais de 0,5 m à 1 m ; la roche légèrement foliée est vert brun sombre en patine et gris vert en cassure ; sa structure est aphanitique. Les contacts avec l'encaissant sont nets et une mince bordure figée est observable au niveau des filons-couches.

-3. Horizon de grès fins gris verdâtre clair passant à un horizon poreux très riche en matière organique (veine carbonneuse), puis à des schistes très noirs à débit en plaquettes. L'ensemble est contenu dans les schistes cendrés de (2).

Cette séquence se suit latéralement vers le Sud sur 400 m environ. Elle est affectée sur ce parcours par un double repli métrique d'axe N-S.

-4. Schistes cendrés à patine rouille du niveau (2), souvent masqué par des éboulis et par des gélifracsts, dans lesquels sont interstratifiés des filons-couches à bordure figée.

Au Golet de la Vallaisonnay, ces schistes sont fortement laminés, diaclasés, et contiennent un niveau d'aspect bréchique blanc vert ; il s'agit d'un filon de quartz écrasé, épais de 1,50 m environ. Cette zone semble correspondre à un réseau d'accidents que l'on retrouve à l'Ouest et au Nord de la coupe.

A proximité de la Pointe des Chardes, on retrouve la séquence charbonneuse : (géométriquement de bas en haut) schistes cendrés, grès gris particulièrement schisteux ici, schistes noirs ardoisiers, schistes cendrés ; puis on passe à des filons couches, parfois plissés, en concordance dans les schistes cendrés.

-5. Quartzites phylliteux beige rosé en patine, très schistosés, contenant localement des filons décimétriques de quartz plissés. Des filons couches s'intercalent également dans ces niveaux qui constituent le prolongement latéral des quartzites de la coupe des Creux de la Laisille.

5.1. ETUDE MICROSCOPIQUE DE QUELQUES ECHANTILLONS.

a). Niveau chloriteux et carbonaté α (niveau 1).

L'étude microscopique des échantillons (collection J-F RAOULT : éch. JFR 79-54, JFR 79-55) indique une composition minéralogique caractéristique du métamorphisme épizonal alpin avec quartz, albite (maclée), chlorite, carbonate, mica blanc. Un rubanement souligné par des niveaux de chlorite apparaît nettement. D'après J-R. KIENAST (qui a contribué à l'identification de cette roche), ce rubanement indiquerait l'origine sédimentaire de la roche. De plus sa composition semble attester son appartenance au Permien (cf. chapitre Permien de cette même partie).

b). La veine charbonneuse (niveau 3 ; éch. 79-25).

La roche à texture poreuse, révèle en lame mince (Fig. 15), une foliation $S_{(Q)-1}$ soulignée par une alternance de lits de quartz interstitiel mêlé de mica blanc et de lits graphiteux. Ces lits, épais de quel-

ques millimètres au plus, sont déformés par des microplis dont les flancs ont été étirés et plus ou moins cisailés, faisant ainsi apparaître une schistosité S_2 de fracture. Parallèlement à celle-ci et dans celle-ci, s'alignent de très fines lamelles de mica. Les cristaux de quartz présentent une extinction roulante qui témoigne des déformations tardives subies par la roche.

Les parois des pores sont formées par la juxtaposition de quartz tardifs allongés perpendiculairement à celle-ci et parallèlement à S_2 , ce qui laisse envisager leur cristallisation syn- S_2 .

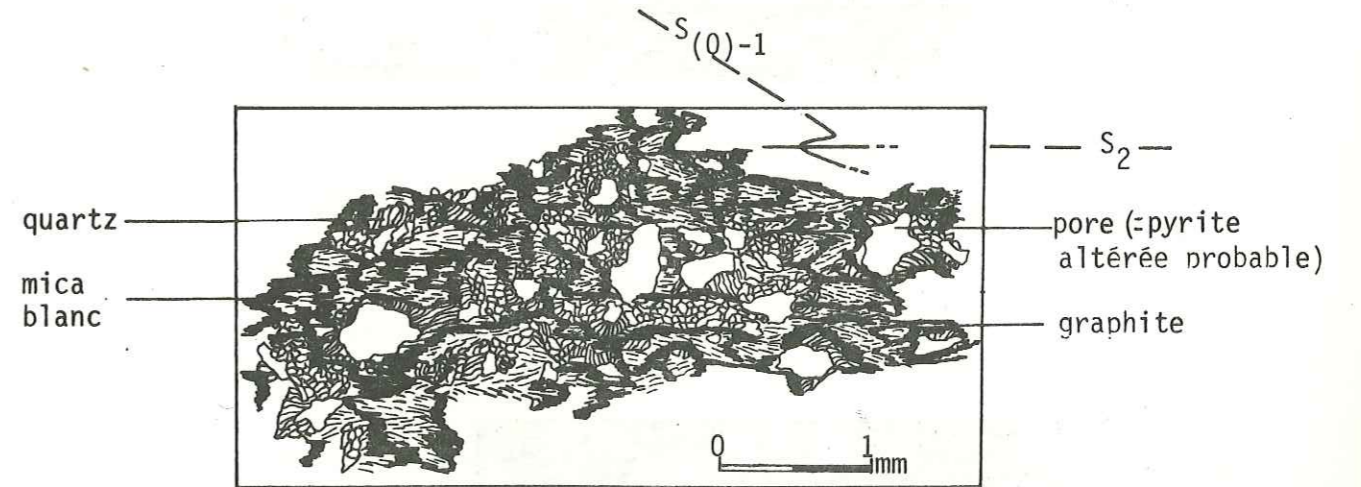


Fig. 15. Echantillon 79-25 : exemple de faciès charbonneux (niveau 3).

L'existence de petits cubes de pyrite (3 mm de côté) dans des échantillons charbonneux récoltés en éboulis permet de supposer que les pores observés sur la roche en place trouvent leur origine dans la disparition par altération de cette pyrite.

Une recherche de pollens, malheureusement infructueuse a été entreprise sur ces roches par J-J. CHATEAUNEUF au B.R.G.M. à Orléans. Aucun âge ne peut donc être attribué avec certitude à ces niveaux.

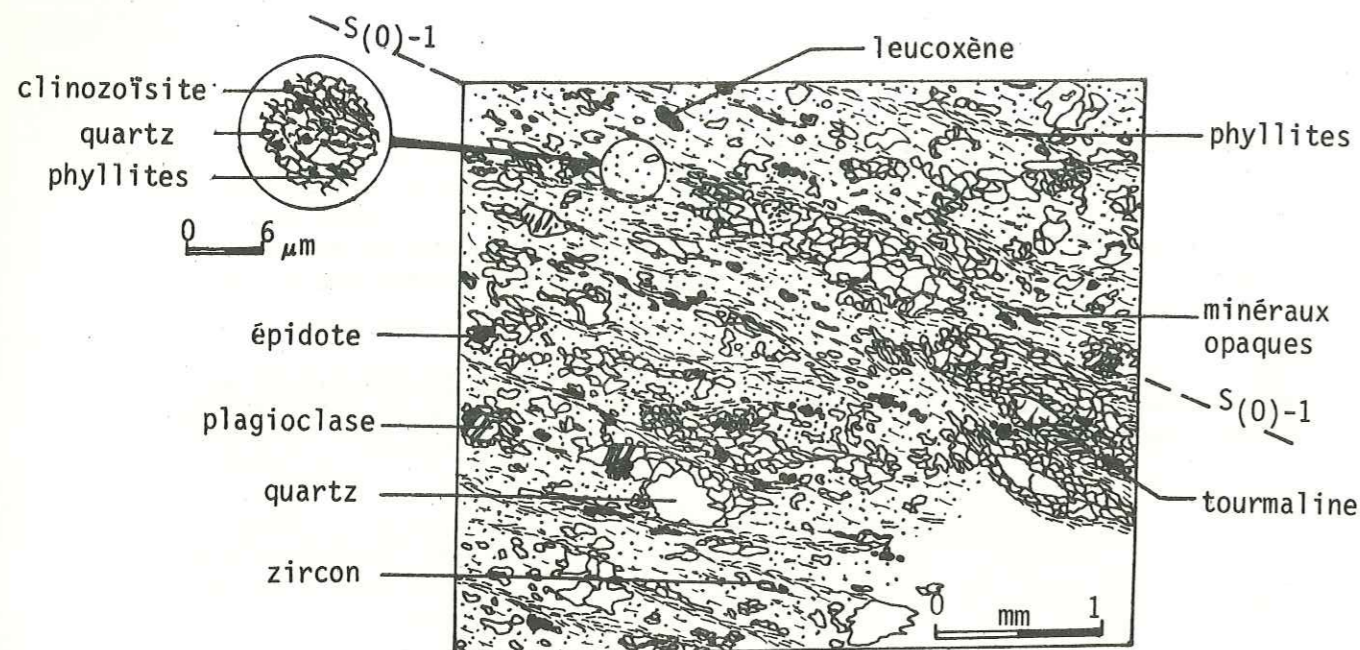


Fig. 16. Ech. 81-94. Exemple de grès (niveau 3).

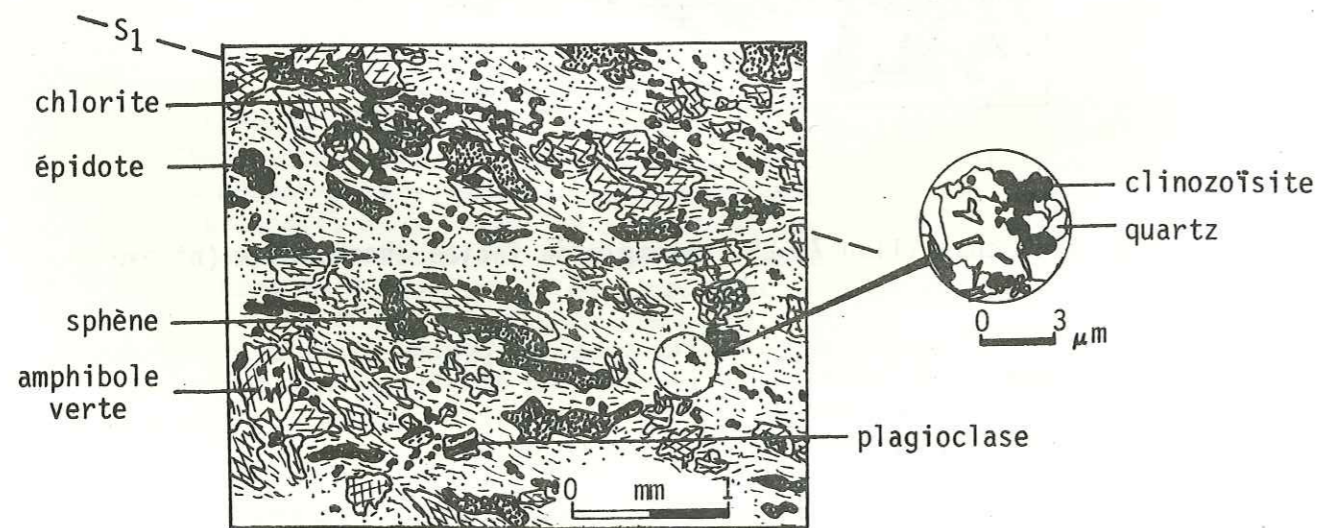


Fig. 17. Ech. 81-88. Exemple de filon-couche (niveau σ).

c). Les horizons de grès (niveau 3 ; éch. 81-94).

Sur l'échantillon, les micas blancs formant de petites tablettes ressortent sur le grain fin et homogène de la roche (Fig. 16).

En lame mince, les lits quartzo-feldspathiques (albite présentant parfois des macles en échiquier) alternent avec des lits quartzeux plus riches en phyllites (micas blancs et chlorite) à trainées pigmentaires sombres. Quelques tourmalines de nombreux grains de zircons et d'épidotes, cataclasés et granulés dans la foliation S₍₀₎₋₁, apparaissent dans les lits quartzo-feldspathiques. Les sphènes sont rares. Le ciment pélitique est abondant et riche en quartz interstitiel, clinozoïsite et phyllites. L'ensemble paraît fortement étiré. La recristallisation est importante.

d). Les roches filoniennes σ (éch. 81-88).

Une foliation métamorphique S₁ est toujours visible sur ces roches dont les minéraux sont difficilement identifiables sur l'échantillon.

En lame mince (Fig. 17), des phénoblastes d'amphiboles vertes fortement cataclasées, de leucoxène allongé (le cœur opaque d'ilménite est rare) et de pistachite granulaire sont inclus dans une structure intensément recristallisée, formée par l'agrégat de poussières de clinozoïsite et/ou de zoïsite mêlées d'actinote et de quartz monocristallin. L'ensemble présente une orientation privilégiée dans le plan de foliation S₁.

Quelques rares plagioclases sodiques assez peu altérés se distinguent dans la matrice jointive. De la chlorite parfois tordue croît à partir des extrémités des amphiboles, déjà en partie destabilisées par de la clinozoïsite et de l'actinote. Certaines amphiboles présentent encore le clivage des pyroxènes anciens épigénisés. La matrice actuelle remplace vraisemblablement les plagioclases anciens. L'ancienne structure reste cependant difficile à reconnaître.

5.2. REMARQUES D'ORDRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Cette coupe permet de préciser les relations entre le Permien et le Carbonifère présumé.

Géométriquement, le Permien est en concordance et en continuité sur le Carbonifère présumé. Cette disposition correspond à une situation stratigraphique logique. Elle implique, au niveau de la coupe, que les schistes cendrés particulièrement riches en veines carbonneuses, sont les termes supérieurs de la série antépermienne. En l'absence de fossiles, cette hypothèse ne peut être vérifiée.

Si on tient compte de la coupe des Creux de la Laisille, il manque les niveaux de quartzites et de "roches vertes" entre le Permien et les schistes cendrés. Il faut donc envisager que le Permien est en *discordance* sur la série présumée carbonifère et qu'une érosion assez importante a pu précéder les dépôts permien.

6. COUPE IV - L'ARETE SUD DE LA POINTE DU BONHOMME.

On observe du NW vers le SE (Fig. 18) :

-1. Schistes gris sombre à gris cendré, à patine rouille, montrant une alternance millimétrique de lits blancs quartzeux et de lits blanc grisâtre, pélitiques. La roche très fissile est en outre fissurée et fortement diaclasée, ce qui facilite son débit en gélifracsts. Ce faciès est celui des schistes cendrés décrits dans les coupes précédentes.

-2. Filon-couche (σ) épais de 0,5 m environ, formé par une roche foliée très fine, de couleur vert gris sombre piquée de mouches rouilles d'altération. Les épontes sont marquées par une mince bordure figée.

Le contact est concordant avec le niveau (1) et parallèle à la schistosité principale observée dans les schistes.

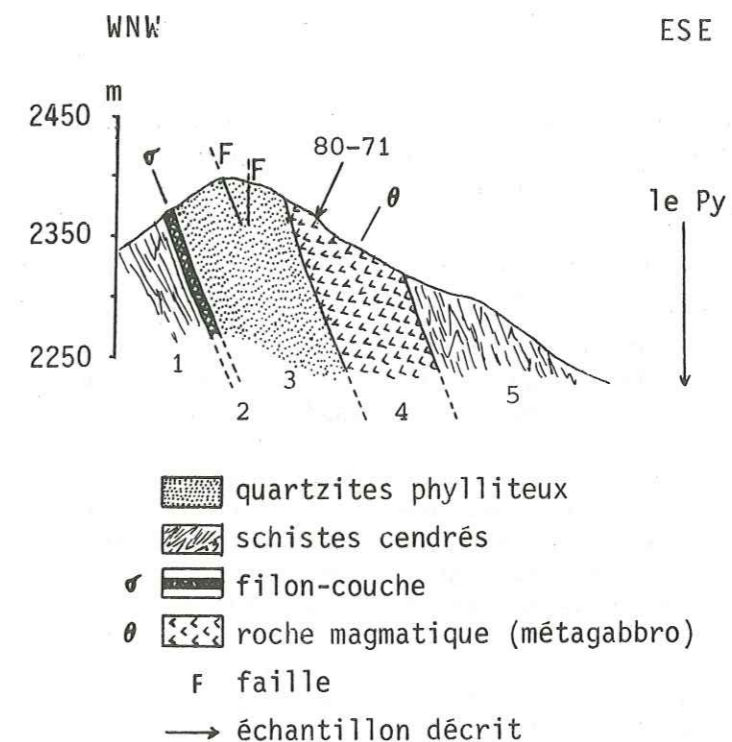


Fig. 18. Coupe IV - L'arête sud de la Pointe du Bonhomme.

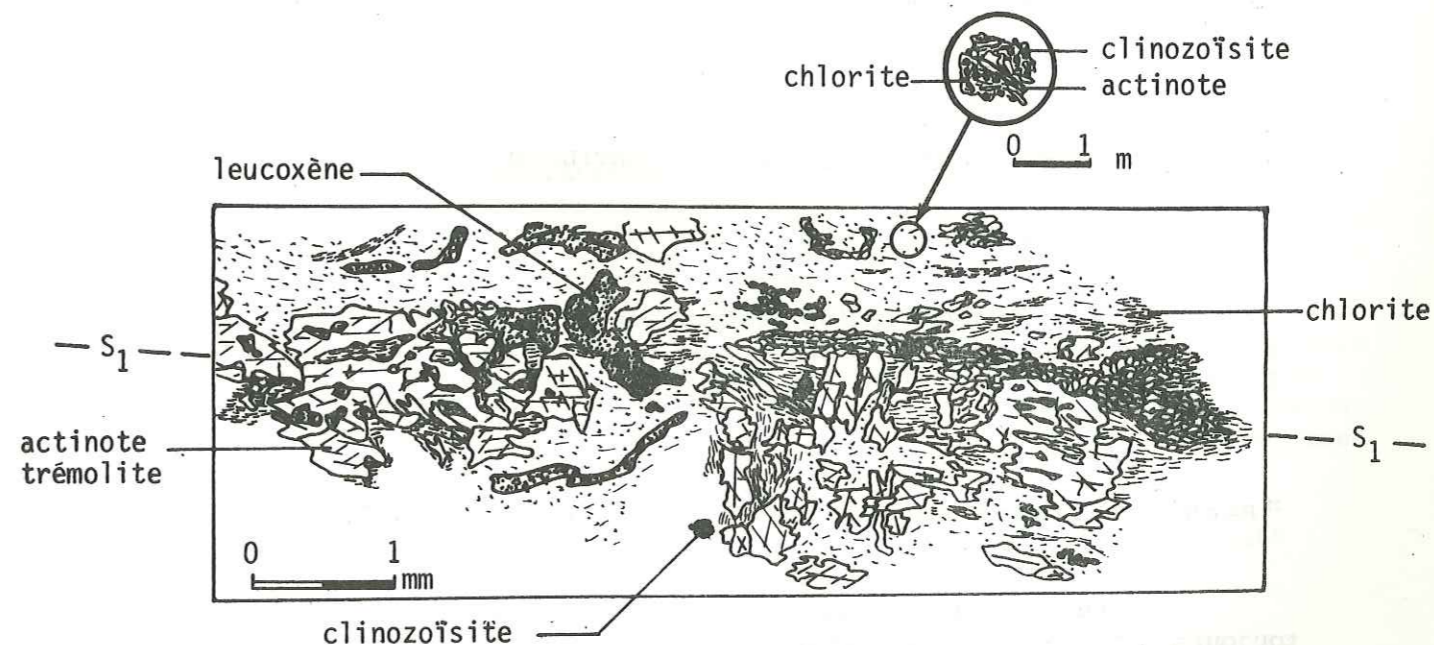


Fig. 19. Ech. 80-71. Vue microscopique d'un métagabbro (niveau 4).

-3. Quartzites phylliteux à patine beige rosé, très schistosés, correspondant à l'extension latérale des quartzites de la Pointe des Chardes et des Creux de la Laisille. Leur puissance est ici d'une centaine de mètres.

Le contact avec le niveau (2) n'a pas été vu précisément mais semble parallèle à la schistosité principale locale.

Un réseau de petites failles de direction N-S et E-W s'observe au sein de ces quartzites ; elles témoignent d'une tectonique cassante tardive postérieure aux plissements.

-4. Ce niveau, souvent diaclasé, large d'environ 100 m sur le trajet de la coupe, est formé par une roche de couleur gris verdâtre clair, très schistosée et plissotée, relativement peu fissile et contenant de nombreux filons centimétriques de quartz plissé. Il s'agit d'une roche d'aspect magmatique fortement recristallisée.

Le contact avec les quartzites du niveau (3) est impliqué dans des replis décimétriques de phase 1, d'axes E-W, affectant les deux formations. Il est donc antérieur à cette phase de plissement.

-5. Schistes cendrés à patine rouille, parfois graphiteux, équivalents du niveau (1). Ils appartiennent à la formation des schistes cendrés à noirs, graphiteux ou charbonneux, des coupes précédentes.

6.1. ETUDE MICROSCOPIQUE DE QUELQUES ECHANTILLONS.

Pour la description des niveaux (1), (2), (3) et (5), on peut se reporter aux coupes précédentes, en particulier à la coupe des Creux de la Laisille et à celle de la Pointe des Chardes.

* Roche d'origine magmatique (niveau (4), éch. 80-71).

En lame mince (Fig. 19), la roche montre de grands cristaux toujours cataclasés et pseudomorphosés, dépassant fréquemment le millimètre. Ces phénoblastes sont constitués par des amphiboles pâles (actinote-trémolite) déstabilisées en partie par de la chlorite qui croît préféren-

tiellement à partir des extrémités des blastes, parfois au coeur de ceux-ci à la faveur des microfissures. Les chapelets de leucoxène (dans lesquels peut encore apparaître le coeur opaque de l'ilménite) forment les autres phénocristaux de la roche.

La clinozoïsite et/ou la zoïsite abondent et forment des agrégats de déstabilisation des amphiboles et vraisemblablement des anciens plagioclases.

Dans ce ciment jointif, des poussières de clinozoïsite-zoïsite sont associées à de fines baguettes d'actinote et à des lamelles de chlorite.

Il n'est plus possible de reconnaître l'ancienne structure de la roche. Il s'agirait d'un ancien microgabbro. La géochimie apportera des données nouvelles à l'identification de cette roche (cf. chapitre ultérieur).

6.2. REMARQUES D'ORDRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

L'intérêt de cette coupe est de montrer les relations entre un corps d'origine magmatique et la série sédimentaire encaissante.

Son interprétation pourrait être celle d'un petit corps intrusif de type laccolite. Cartographiquement, il se présente, sur une longueur de près de 800 m et sur une épaisseur à peu près constante de 200 m, comme une structure parallèle à la masse des quartzites du niveau (3). Il faut noter qu'aucun métamorphisme de contact n'est reconnaissable au contact de cette "intrusion". L'étude de la microtectonique affectant les contacts avec l'encaissant indique que la mise en place de cette formation s'est produite avant la première phase de plissement alpin connue. Aucune trace de broyage (mylonite) ne semble avoir affecté ces contacts antérieurement aux déformations alpines.

La géochimie permettra de préciser le cadre géotectonique de mise en place de cette structure (cf. chapitre ultérieur).

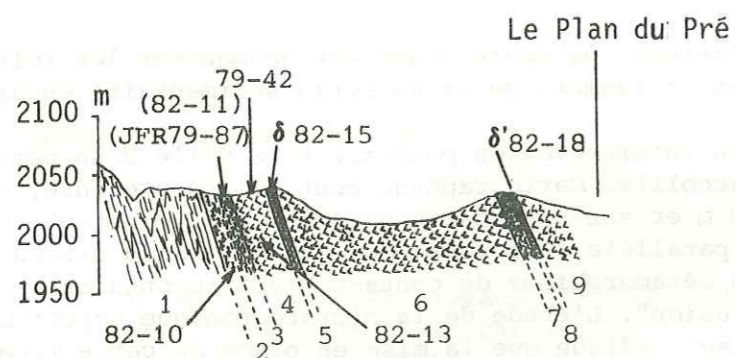
7. COUPE V - LE FLANC NE DE LA SAUVIRE.

Coupe effectuée en bordure de falaise dans la masse magmatique de la Sauvire. Du SE vers le NW, on observe (Fig. 20) :

- 1. Série schisteuse indurée, de couleur gris de plomb, dans laquelle s'observent des niveaux de schistes pélitiques et de schistes feldspathiques rappelant les schistes cendrés des coupes précédentes. Des enclaves à patine verdâtre, de plus en plus nombreuses vers la masse magmatique, s'intercalent dans cet encaissant.
- 2. Contact avec la masse magmatique se faisant par un niveau de roches à lentilles vertes, entièrement rétro-morphosées ; il n'est plus possible d'y reconnaître la moindre structure originelle, la roche étant fortement schistosée. Le contact avec le niveau (1) semble progressif.
- 3. Evolution du faciès (2) vers un faciès gris à toucher talqueux. Les lentilles vertes sont toujours présentes et sont orientées préférentiellement dans la foliation S₁.

SE

NW



Encaissant:

schistes gris

Masse magmatique:

filons

niveau blanc à lentilles vertes

niveau gris à lentilles vertes

métagabbro

Fig. 20. Coupe 5 - Le flanc NE de La Sauvire.

-4. Apparition de niveaux verdâtres, sombres, alternant avec des enclaves franchement vert sombre, peu épaisses (métriques). De gros résidus (1 à 2-3 mm) prismatiques vert noir d'amphiboles parsèment la roche. Les lattes millimétriques laiteuses des anciens plagioclases sont encore visibles.

Une enclave de 1m / 30 cm d'un niveau sombre induré, à l'aspect de cornéenne est observable au sein de la roche magmatique.

- 5. Filon (δ) épais de quelques mètres d'une roche très étirée, vert sombre à grain beaucoup plus fin qu'en (4) (taille moyenne des cristaux : 0,5 à 1 mm).
- 6. Même faciès qu'en (4).
- 7. Faciès comparable au niveau (2), d'aspect un peu plus tendre.
- 8. Petit filon (δ') métrique d'une roche à grain fin très feldspathique (phénocristaux millimétriques beige rosé), peu schistosée, de couleur vert gris à la cassure, rouille en patine.
- 9. Même faciès qu'en (4) et (6).

7.1. ETUDE MICROSCOPIQUE DE QUELQUES ECHANTILLONS.

a). La roche claire des niveaux (2) et (3) (éch. 82-10).

Dans ces roches très rétro-morphosées (Fig. 21), la foliation S₁ est toujours présente, donnant l'aspect d'une structure fluidale trompeuse. Les déformations (structures en fuseau, fracturation cisailante des minéraux) enregistrées par les amphiboles et/ou par les plagioclases anciens encore reconnaissables dans quelques échantillons (notamment dans les éch. 82-11 et JFR 79-87, chapitre métamorphisme, Fig. 50 et 56) témoignent du réajustement tectonique.

Dans l'exemple de la Fig. 21, on observe une alternance de minces lits clairs à structure d'apparence microlithique et de lits sombres formés par la juxtaposition d'amas grisâtres de "poussières"

de clinozoïsite et/ou de zoïsite, au sein desquels apparaissent de grosses amphiboles pâles, actino-trémolites, correspondant aux lentilles verdâtres de l'échantillon macroscopique.

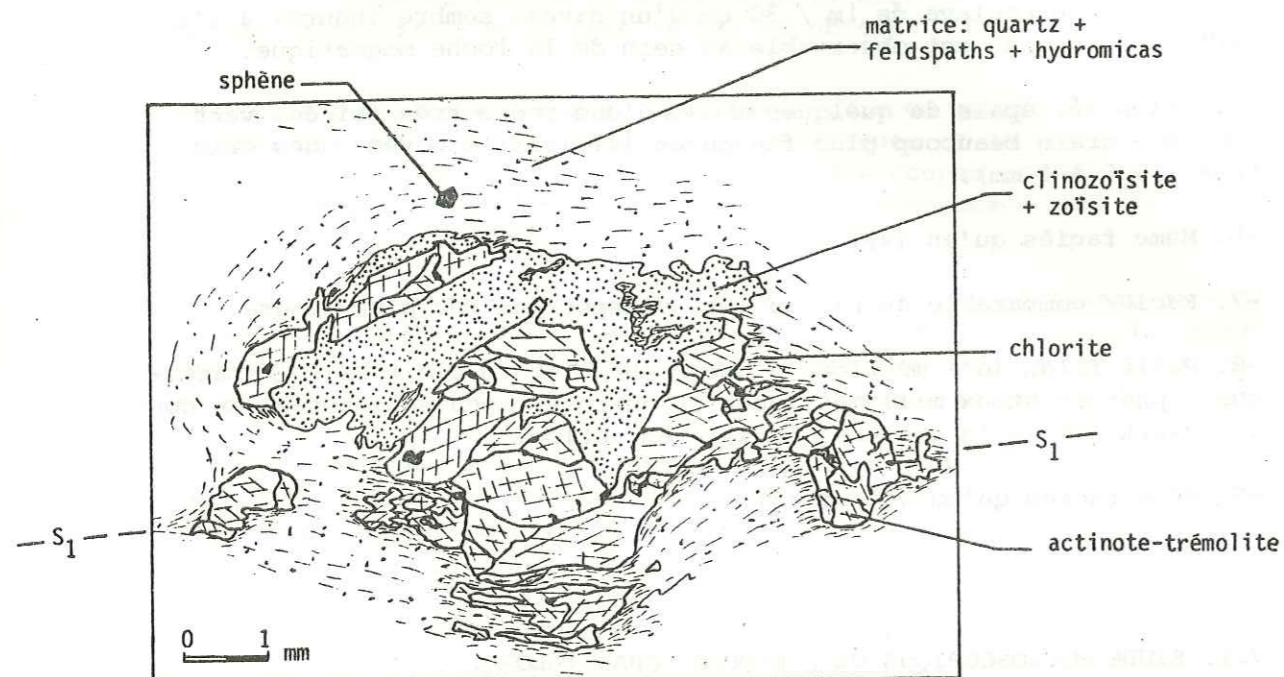


Fig. 21. Echantillon 82-10 : exemple de roche claire des niveaux (2) et (3).

Les amphiboles, toujours cataclasées, sont déstabilisées sur les bordures par de la chlorite magnésienne dont l'aspect au microscope peut être confondu avec l'antigorite (contrôle effectué par diffractométrie aux Rayons X). Le coeur des sections peut montrer des enclaves de déstabilisation de chlorite magnésienne ou d'épidote.

Les petits lits sont essentiellement formés par des recristallisations de quartz, feldspath albitique, hydromicas, parfois calcite ainsi que quelques sphènes + leucoxènes.

Compte-tenu de la situation géométrique de l'échantillon, en bordure de la masse magmatique, le "litage" observé, marqué par une variation de la composition dans les petits lits, pourrait suggérer un ancien "sédiment". Cependant les déformations enregistrées par les blastes ainsi que l'étirement général de la structure peuvent être un argument en faveur d'une mylonite.

De plus, parallèlement aux répétitions observées sur le terrain (niveau (7)), plus on se rapproche des faciès verts (niveau (4)), plus on observe à l'échelle de la lame mince une évolution de la minéralogie des roches avec apparition progressive des amphiboles vertes puis bleues conjointement au développement du stilpnomélane et du leucoxène ; tout ceci suggère que les faciès de bordure appartiennent déjà à la masse magmatique.

b). Ancienne roche magmatique à amphiboles (niveaux (4), (6), (9) ; éch. 79-42).

En lame mince (Fig. 22), les gros résidus prismatiques d'amphiboles observés sur l'échantillon macroscopique, révèlent une histoire minéralogique complexe. D'anciens cristaux de pyroxènes (dont on reconnaît les clivages et parfois le contour octogonal ; cf. F. ELLENBERGER, 1958, pl. XIV,4) apparaissent actuellement sous la forme d'amphiboles de plusieurs sortes. Dans l'ordre chronologique des cristallisations, on voit :

- de grandes amphiboles vertes parfois bordées d'amphibole bleu pâle ;
- des prismes d'amphiboles zonées, bleu intense à vert contenant des inclusions de produits titanés orangés, héritage pour J. BOCQUET, 1974, du minéral mafique antérieur (amphibole, pyroxène) ;
- de minces aiguilles d'amphiboles presque incolores, souvent en feuillage greffées sur l'un des bords des amphiboles vertes ; leur nature est vraisemblablement actino-trémolite.

La proportion de ces diverses amphiboles varie d'un échantillon à l'autre.

Les épidotes sont représentées par de petits cristaux de clinozoïsite-zoïsite ; quelques pistachites apparaissent au sein de la matrice microcristalline. L'apatite est toujours présente, parfois en quantité abondante sous forme de cristaux hexagonaux trapus. Le quartz, quand il existe, remplit les filonnets tardifs en association avec la calcite et la chlorite (pennine surtout). Cette dernière est également un produit de déstabilisation des amphiboles bleu vert ou des bordures des amphiboles vertes. Elle peut être associée à du stilpnomélane et du mica blanc, vraisemblablement phengitique (teinte légèrement verdâtre en lumière "naturelle"). La calcite peut également former de larges plages. Abondante, l'ilménite est toujours transformée en leucoxène.

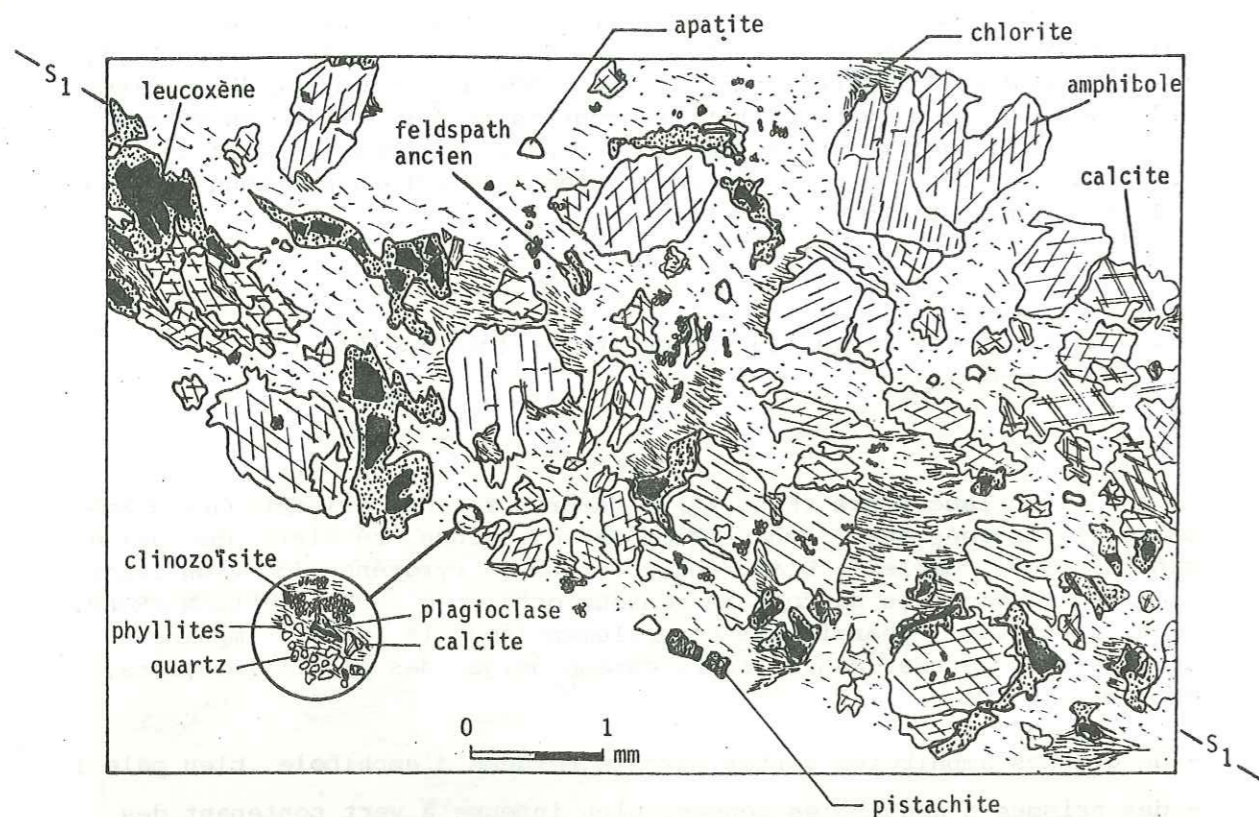


Fig. 22. Echantillon 79-42. Vue microscopique d'un métagabbro (niveaux 4, 6, 9):

Le ciment jointif est constitué par des amas de petits cristaux de recristallisation avec quartz, albite, calcite, chlorite, clinozoïsite ou zoïsite.

Les lattes de plagioclases anciens, visibles à l'oeil nu sur l'échantillon macroscopique, correspondent en lame mince à des amas de clinozoïsite-zoïsite (cf. Fig. 50, chapitre métamorphisme). L'aspect de

ces amas évoque une structure doléritique où les plagioclases anciens auraient rempli les interstices entre les pyroxènes actuellement ouralitisés. Quelques petites sections moins altérées semblent correspondre à des recristallisations.

Dans certains échantillons, les modifications microstructurales ayant affecté la roche se traduisent par une orientation préférentielle selon S_1 des phyllites et des fines baguettes d'actino-trémolite. Cette foliation n'intéresse pas les amphiboles vertes qui semblent avoir été brisées lors du réajustement de la trame minérale.

Les analyses géochimiques permettent de considérer avec F. ELLENBERGER (1958) cette roche magmatique comme un ancien gabbro (cf. chapitre géochimie).

c). Les roches filoniennes (δ) et (δ') (niveaux 5 et 8).

* Filon (δ) - Ech. 82-15.

En lame mince, cette roche diffère peu des faciès magmatiques verts plus grossiers. Elle est essentiellement constituée par des amphiboles tardives bleu vert à bleu lavande sale et par du leucoxène. Les phyllites sont représentées surtout par le stilpnomélane. Les apatites, rondes, sont présentes. Chlorite et clinozoïsite se développent toujours à partir des amphiboles. Du quartz microcristallin constitue l'essentiel de la matrice recristallisée. La calcite apparaît dans les filonnets tardifs.

La foliation S_1 souligne un étirement général de la roche.

* Filon (δ') - Ech. 82-18.

A l'oeil nu, on devine sur l'échantillon des rectangles qui pourraient correspondre à d'anciens plagioclases. Leur taille (6 / 1 mm), grande pour une lave, ne correspond pas non plus à celle des feldspaths de vrais gabbros (en moyenne 1,5 cm).

La lame mince n'apporte pas de meilleurs renseignements. Le grain apparaît très fin et aucune structure "relique" n'est décelable. Il n'est plus possible de reconnaître actuellement la minéralogie de cette roche. Il faut donc, dans l'immédiat, se référer à l'observation de terrain.

d). Origine de l'enclave du niveau (4), (éch. 82-13).

Il s'agit en lame mince d'une roche magmatique typique avec amphiboles d'épigénie vert pâle (actino-trémolite), plagioclases (silhouettes encore bien visibles actuellement malgré la rétro-morphose) de taille importante, de l'ordre de 0,5 cm, leucoxène et accessoirement zoïsite (Fig. 23).

On peut donc considérer que cette enclave appartient à un *filon basique inclus dans la masse magmatique*.

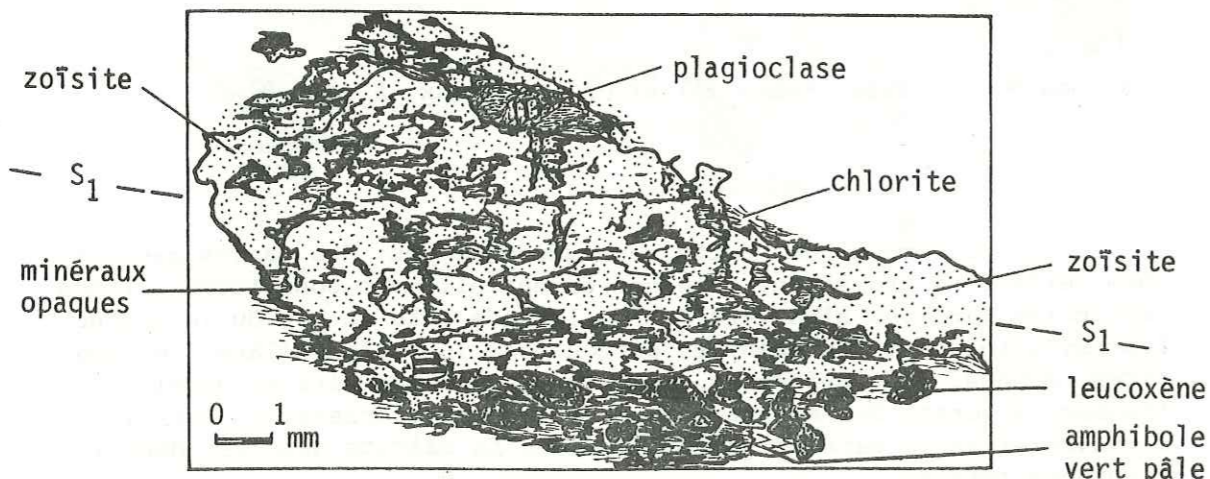


Fig. 23. Echantillon 82-13. Aspect de la zoïsite dans l'enclave de niveau 4.

7.2. REMARQUES D'ORDRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Les données de terrain ainsi que l'étude microscopique des roches m'incite à penser que la masse magmatique de la Sauvire est un "laccolite gabbroïque stratifié", traversé de filons basiques dont on ne peut dire, dans l'état actuel des connaissances, s'ils sont syngénétiques de la masse magmatique ou postgénétiqes.

Les *rubanements* observés ne sont vraisemblablement pas tectoniques. Ils semblent correspondre à une *variation lithologique originelle* démontrée sur le terrain par leur aspect répétitif, et, à l'échelle de la lame-mince, par des variations minéralogiques. Les analyses géochimiques apporteront d'autres arguments en faveur de cette interprétation et préciseront l'origine de ce présumé "laccolite".

8. COUPE VI - LE RAVIN DE LA DERRIÈRE (FLANC NORD DE LA SAUVIRE).

Cette coupe a pour but de recouper au Sud le corps "intrusif" de la Sauvire étudiée ci-dessus et d'en analyser les faciès.

Du N vers le S, on observe (Fig. 24) :

-1. Une succession de bancs pentés fortement vers le Nord, formés surtout de schistes noirs cendrés à patine rouillée, parfois charbonneux, alternant avec des niveaux de quelques mètres de puissance, de grès fins gris verdâtre et de grès grauwaqueux plus clairs gris jaunâtre.

Un filon couche épais d'environ 0,50 m s'intercale dans les bancs détritiques.

Epaisseur de l'ensemble : 250 m.

-2. Hiatus d'observation (50 m d'éboulis), masquant une antiforme entre (1) et (3).

-3. Schistes noirs cendrés pentés cette fois vers le Sud et contenant un filon couche aux épontes finement recristallisées et légèrement schisteuses. Epaisseur : 80 m.

-4. Hiatus d'observation (250 m environ) : éboulis.

-5. Grès grauwaqueux fins, gris clair à gris bleuté, en bancs métriques alternant sur environ 80 m avec des schistes noirâtres cendrés, finement lités, contenant des enclaves verdâtres à proximité du niveau (6).

Un filon couche vert clair typique, à coeur grenu et aux épontes très finement cristallisées, épais de 1 à 1,50 m s'intercale entre les bancs schisteux.

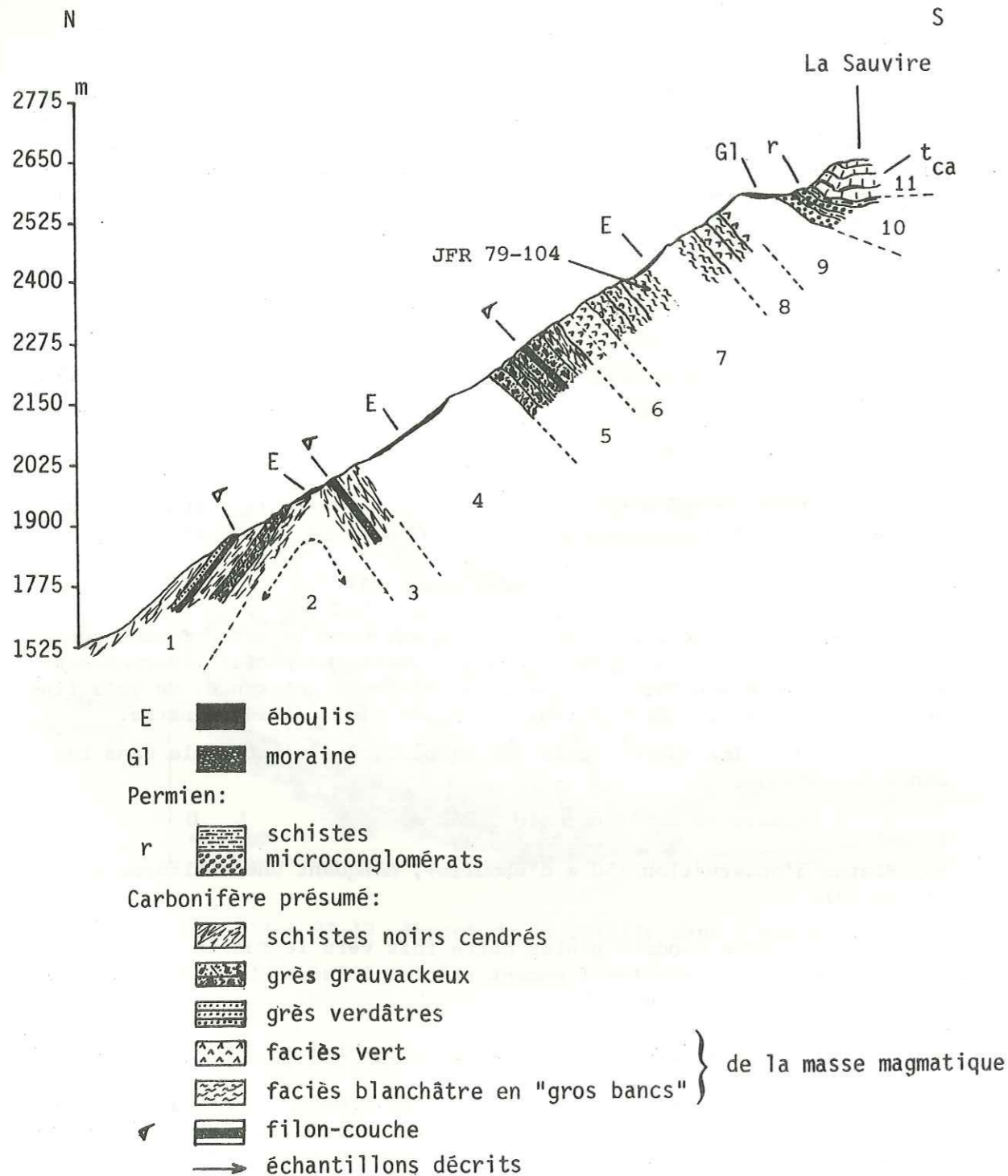


Fig. 24. Coupe VI - Le ravin de la Derrière.

-6. Succession de niveaux d'aspect magmatique vert plus ou moins clair, à lentilles prismatiques vert-sombre et lits millimétriques blanchâtres feldspathiques.

Des niveaux métriques de roche verte à grain fin s'intercalent dans cette succession apparemment parallèle à la schistosité principale.

-7. Evolution apparemment progressive vers un faciès blanchâtre gris ou bleuté, à grain fin, montrant des zones légèrement verdies ; puis un faciès un peu plus grenu mais semblant de la même famille. L'ensemble donne l'impression d'une série en "gros bancs", concordants avec la schistosité principale.

-8. Alternance de faciès clairs très finement grenus et de faciès gris bleuté à grain fin.

-9. Hiatus d'observation (80 m).

-10. Niveaux de microconglomérats écaillieux puis de schistes satinés contenant encore parfois des passées de microconglomérats ; ces niveaux sont vraisemblablement permien.

Un horizon très chloriteux assez semblable au niveau (α) de la coupe de la Pointe des Chardes (coupe III) peut être observé localement à la base de ces niveaux (observation de J-F. RAOULT).

-11. Ensemble massif du sommet de la Sauvire formé par les calcaires marmorisés gris bleuté ou blanc attribuables au Trias.

8.1. ETUDE MICROSCOPIQUE DE QUELQUES ECHANTILLONS.

a). Les roches de la série détritique (niveaux 1 et 5).

Elles présentent en lame mince les caractères minéralogiques et pétrographiques des roches étudiées sur les coupes précédentes. Les schistes charbonneux sont semblables à ceux des coupes des Creux de la Laisille et de la Pointe des Chardes. Les grès grauwackeux, malgré la finesse de leur grain, rappellent les grauwackes en bancs (non distin-

gués sur la carte) qui s'intercalent dans la série schisteuse de l'arête des Echines : on y retrouve les grains de quartz à extinction roulante de plagioclase, d'épidote, de zircon, de leucoxène, etc. La foliation S₁ est souvent bien marquée.

b). Les roches d'aspect magmatique (niveaux 6, 7 et 8).

L'examen microscopique de ces roches permet de les rattacher aux faciès magmatiques de la coupe du flanc N-E de la Sauvire.

Les niveaux verts à lentilles prismatiques sont tout à fait comparables aux anciens gabbros à amphiboles. La rétro-morphose est cependant un peu plus importante. Les amphiboles sont plutôt du type actino-trémolite ; elles sont parfois accompagnées d'une amphibole vert sale déstabilisée en partie par de la chlorite magnésienne. Les épidotes sont toujours très développées ; elles forment des agrégats polycristallins dont la forme très diffuse rappelle parfois les contours des anciens plagioclases. Je n'ai que très rarement observé les macles de ceux-ci à travers la rétro-morphose.

Les niveaux en "gros bancs" semblent être les termes les plus rétro-morphosés de cette série en apparence continue. Ils s'apparentent aux faciès clairs de bordure de la coupe précédente (flanc NE de la Sauvire). Dans quelques échantillons reconnaissables, les seuls minéraux encore identifiables sont des pistachites cataclasées associées à de la zoïsite (Fig. 25, éch. JFR 19-104 ou 108).

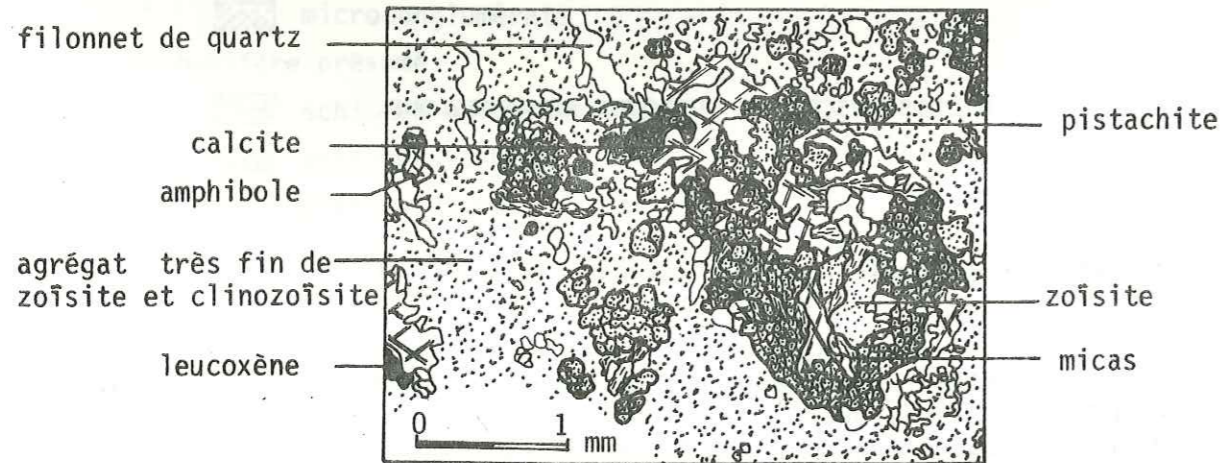


Fig. 25. Echantillon JFR 79-104. Exemple de roche en "gros bancs" (niveau (7)). Vue microscopique d'un faciès très riche en épidotes.

On constate également que toutes les roches de la série sont fréquemment parcourues de microfissures tardives remplies de calcite ou de quartz microcristallin.

8.2. REMARQUES D'ORDRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

On retrouve sur cette coupe des observations déjà effectuées sur la coupe du flanc NE de la Sauvire :

- la série magmatique présente des rubanements lithologiques particulièrement bien soulignés ici par le pendage des différents niveaux lithologiques (aspect en "gros bancs") franchement perpendiculaires à la topographie. La régularité de ces rubanements fait, là aussi, penser à une variation lithologique originelle ;
- la série encaissante sous-jacente présente au contact des développements d'enclaves verdies (c'était également le cas sur la coupe du flanc NE de la Sauvire) vraisemblablement liées à la masse magmatique.

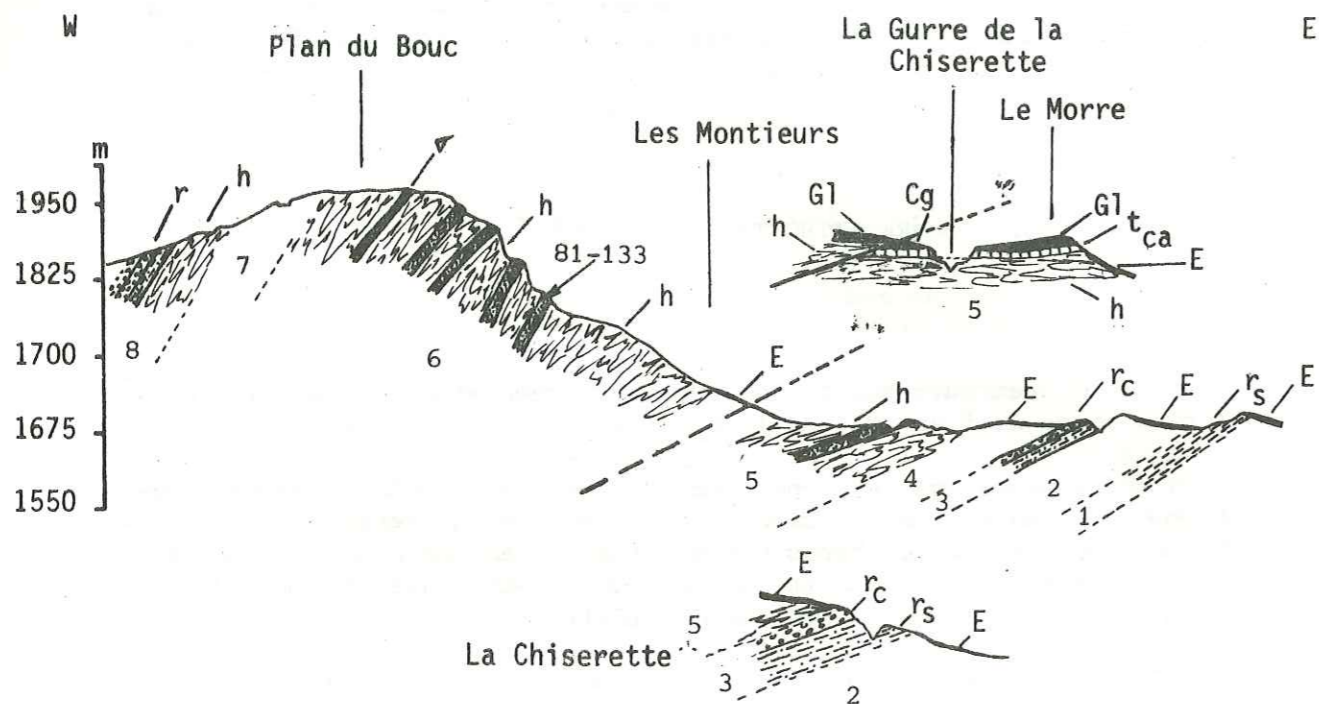
Les relations de la série magmatique avec les niveaux permien sus-jacents n'apparaissent pas clairement sur cette coupe. Le problème reste donc posé.

9. COUPE VII - LES MONTIEURS.

On observe d'E en W (Fig. 26) :

- 1. Séricito-schistes gris bleu, violacés à gris vert satinés d'aspect talqueux, très finement schistosés et plissotés (microplis P₂ centimétriques en chevrons). Présence de petits quartz rosés de 1 à 22 mm de long.

Fig. 26. Coupe VII - Les Montieurs.



- E éboulis
- G1 moraines
- Trias:
- Cg cargneules
- t_{ca} calcaires marmorisés
- Permien:
- r_s schistes violacés
- r_c microconglomérats quartzitiques
- Carbonifère présumé (h):
- grès grauwackeux
- schistes cendrés
- filon-couche
- accident majeur
- échantillons décrits

-2. Hiatus d'observation (80 m environ) : recouvrement d'herbe et d'éboulis.

-3. Schistes gris violacés à lentilles chloriteuses millimétriques, passant à des microconglomérats quartzitiques très schistosés à dragées de quartz rosés ; celles-ci soulignent la foliation S₁ et vraisemblablement la stratification originelle S₀.

Les niveaux (1) et (3) ont les faciès typiques du Permien, décrits ci-après dans le chapitre consacré à la lithostratigraphie du Permien.

-4. Hiatus d'observation, 100 m d'éboulis.

-5. Schistes cendrés légèrement noirâtres, finement lités, contenant un horizon métrique de grès grauwackeux verdâtres foliés.

Des exsudats plissés de quartz à patine rouille s'intercalent dans les schistes ; leur épaisseur varie de 5 à 10 cm.

Les deux niveaux (3) et (5) se poursuivent en contrebas sur le versant (La Chiserette).

-6. Faciès schisteux sombre à patine cendrée parfois légèrement verdie, et à litage millimétrique. Puis, alternance d'horizons plurimétriques de grès grauwackeux et de schistes. Ces bancs gris vert ou gris bleuté contiennent de petites lentilles noires qui pourraient correspondre à d'anciens galets de pélites étirées. Une fine foliation s'observe sur les surfaces patinées.

Ces bancs de grès n'ont pas été distingués sur la carte.

La série évolue vers le faciès des schistes cendrés. Des replis centimétriques ouverts de la deuxième phase de déformation s'y observent.

Un filon couche épais de 1,30 m s'intercale dans ces schistes ; son coeur grenu montre les cristaux prismatiques sombres d'une amphibole.

100 m au Nord, sous la croupe morainique du Morre, les schistes de (5) sont en contact avec les calcaires marmoréens à minces horizons chloriteux. (L'âge de ces carbonates sera discuté dans le chapitre consacré à la série mésozoïque ; il ne s'agirait pas de Trias mais plus probablement du Crétacé inférieur). Le contact schistes-calcaires est apparemment concordant et ne présente aucune trace de broyage.

Sur ce site, les schistes à bancs de grès grauwackeux de (6), masqués en partie par la couverture morainique, sont en contact chevauchant sur le niveau (5) par l'intermédiaire d'un horizon de cargneules broyées (coussinet tectonique).

-7. Hiatus d'observation ; recouvrement herbeux (250 à 300 m).

-8. Schistes cendrés sombres puis faciès permien formés de schistes violacés fissiles, plus ou moins satinés, épais d'une douzaine de mètres au plus, puis de microconglomérats quartzitiques à patine grisâtre dans lesquels s'observent des lentilles schisteuses sombres et des dragées de quartz rosé. Ces niveaux permien constituent la base de la série permienne - permo-triasique - werfénienne de l'arête N-S joignant la Roche de Mio, la Pointe de la Vélière et la Pointe du Tougne.

9.1. ETUDE MICROSCOPIQUE DE QUELQUES ECHANTILLONS.

a). Les schistes cendrés (niveaux (5), (6), (8) *pro-parte*).

L'examen des lames minces permet de les rattacher sans ambiguïté aux schistes cendrés décrits sur les coupes précédentes. Les échantillons prélevés en (6) et en (8) sont peut-être un peu moins graphiteux et plus riches en micas de type phengite.

b). Les bancs de grès grauwaqueux (niveau (6), éch. 81-133).

La paragenèse de ces roches rappelle celle du faciès des grauwaques de la Crête des Echines. On y retrouve les phénoblastes à bords recristallisés et dentelés de quartz, plagioclases (albite surtout, oligoclase), pistachite granulaire d'aspect détritique, ilménite partiellement transformée en leucoxène, zircons. Les tourmalines brunes sont rares (une à deux sections par lame). La calcite apparaît à la faveur de micro-fissures tardives. Des amas de clinozoïsite ou zoïsite se développent parallèlement à la foliation. (Fig. 27).

Le ciment très fin est formé de quartz, plagioclases, micas blancs de type phengite, chlorite et clinozoïsite.

La granulométrie est très nettement inférieure à celle des métagrauwaques des Echines. La taille des plus gros éléments atteint rarement le millimètre.

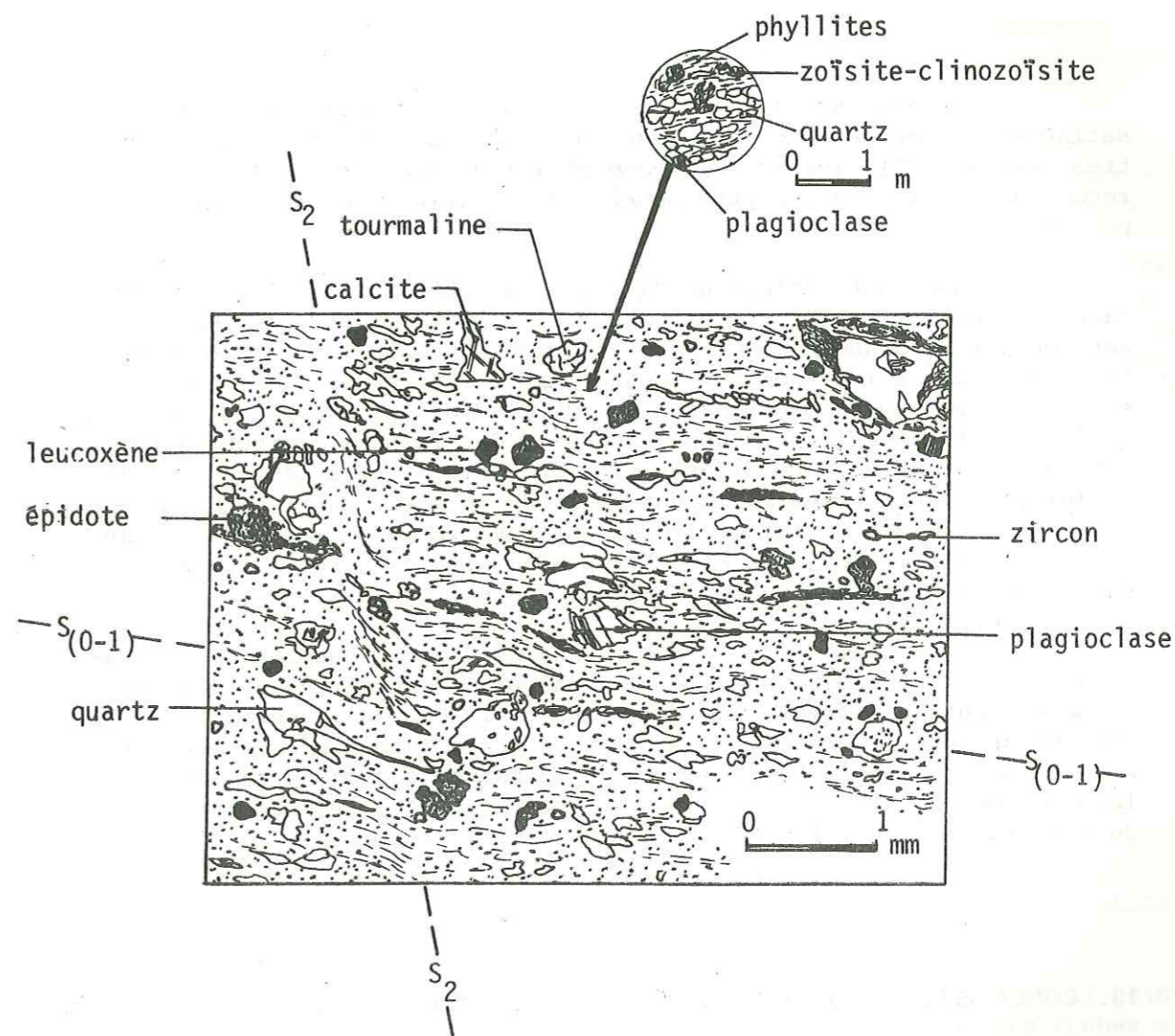


Fig. 27. Ech. 81-133. Exemple de grès grauwaqueux (niveau 6).

9.2. REMARQUES D'ORDRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Les niveaux (1), (3) et (8) à faciès gris violacé ou vert satiné et à dragées de quartz rosé sont rattachés au Permien. Les autres niveaux ((5), (6) et (8) *pro-parte*) s'apparentant à des faciès reconnus dans les coupes précédentes sont attribués au Carbonifère présumé.

Cependant, malgré un "air de famille" certain, les niveaux carbonifères (6) et (8) présentent une lithologie assez particulière marquée par le grand développement des bancs gréseux et par le faible importance des filons-couches. Cette particularité coïncide avec la superposition apparemment tectonique du Carbonifère sur les carbonates (Crétacé inférieur (?) - coupe du Morre). Ces faits m'incitent à supposer que deux séries carbonifères sont en contact entre les niveaux (5) et (6) ; le contact anormal étant souligné au Morre par l'horizon de cargneules broyées. Celui-ci se faisant dans le Carbonifère au niveau des Montieures, il ne peut être placé avec précision, ce qui, en ce point, pourrait permettre de douter de son existence.

Ce problème sera à nouveau abordé dans le chapitre de tectonique. Signalons auparavant que J-F. RAOULT a déjà envisagé l'existence de ce contact anormal entre le Morre et le Col de la Chiaupe (1980). Cet auteur pense que cet accident met en contact deux séries actuellement en position normale, l'une riche en bancs de grès, dite "unité de la Roche de Mio" (celle-ci se prolongerait jusqu'au Grand Bec au Sud du terrain d'étude), l'autre dite "unité de Bellecôte".

10. CONCLUSIONS SUR LE CARBONIFERE PRESUME DE LA ZONE ETUDIEE.

En conclusion de cette étude lithostratigraphique, je proposerai un résumé interprétatif de la succession lithologique.

Je distinguerai d'abord deux ensembles sédimentaires principaux dont on peut constater la présence dans chacune des coupes décrites:

- à la base, un *ensemble détritique* surtout développé dans la partie est

du secteur ; ce sont les *métagrauwackes* de la Crête des Echines (épaisseur actuellement visible environ 200 à 300 m) :

- au-dessus, un *ensemble schisteux* noirâtre se chargeant localement en veines charbonneuses ; cet ensemble forme le faciès des *schistes cendrés* (ou schistes gris à noirs);(épaisseur approximative 400 à 500 m).

Tous les termes de passages verticaux peuvent apparaître de l'un à l'autre de ces deux ensembles ; ils montrent ainsi les récurrences schisteuses dans les grauwackes et grauwackeuses dans les schistes.

Le faciès des *quartzites phylliteux* décrit dans la coupe des Creux de la Laiçille semble intercalé dans la sédimentation schisteuse ou à son sommet (?). Ils pourraient achever la sédimentation du Carbonifère mais leur absence dans les autres coupes (notamment VI, VII et VIII) infirme cette hypothèse ; à moins d'invoquer une très forte érosion antépermienne.

La géochimie, on le verra, apportera des arguments nouveaux permettant de mieux situer ces quartzites dans le contexte sédimentologique et éruptif du terrain étudié.

L'ensemble gréso-schisteux des Montieures (coupe VII) constitue une unité lithologique (et vraisemblablement structurale) distincte mais comparable aux deux ensembles principaux.

A ces formations détritiques s'ajoutent les termes de la série magmatique contenue dans la série sédimentaire :

- *en concordance* : ce sont, d'une part, les *filons couches* surtout développés dans les niveaux de schistes cendrés à horizons charbonneux ; d'autre part, les "*roches vertes*" regroupées sous le terme de *prasinites et/ou tufs volcaniques* par mes prédécesseurs (F. ELLENBERGER, 1958 ; P. SALIOT, minutes inédites).

- *en "intrusions"* : ce sont les *métagabbros* de la Sauvire et de la Pointe du Bonhomme. (Cette dernière interprétation de gisement de ces roches sera modifiée quelque peu en fonction des résultats géochimiques).

Par comparaison avec la zone houillère (J. DEBELMAS, 1955 ; R. FEYS, 1957 ; J. FABRE, 1961) et à la suite des auteurs précités, j'attribuerai, par analogie de faciès mais sans preuves paléontologiques, les grauwackes de la Crête de Echines à un *Stéphaniens* débutant, les schistes cendrés pouvant alors être supposés d'âge *stéphano-autunien*.

Cet âge houiller *s. str.* repose sur un argument : les contacts entre les unités lithologiques sont affectés par *toutes* les déformations alpines et *rien* que par elles.

La série magmatique quant à elle, ne peut avoir qu'un âge *antépermien* ; masses magmatiques "intrusives" et filons couches et/ou tufs *n'atteignent* en effet *jamais* le Permien. Ceci est parfaitement observable dans la coupe de la Pointe des Chardes et sera vérifié par l'étude lithostratigraphique du Permien.

Contrairement à J. BOCQUET (1974), je ne parallélise donc pas ici le substratum de Bellecôte et celui de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Ce dernier présenterait en effet les caractères d'un socle déjà métamorphisé et plissé (?) lors du dépôt du Permien. Des différences notables apparaissent également d'un point de vue lithologique ; il s'agit d'un ensemble relativement homogène de micaschistes gris dans lesquels on peut distinguer plusieurs formations (B. GOFFE, 1975 ; Ph. DAMBRINE et C. LANGANEY, 1979) :

- *les micaschistes gris* proprement dits (micaschistes de l'Arpont) : la glaucophane ainsi que les exsudats polyplissés de quartz y sont abondants ; de petits grenats sont parfois présents ;

- *les glaucophanites* : la glaucophane s'y rencontre dans les lits millimétriques à centimétriques ; les micas blancs sont très abondants ;

- *les gneiss albitiques* peu micacés, à grenats.

Il faut également souligner la grande rareté des exsudats quartzeux et la fréquence des textures détritiques reconnaissables à l'oeil nu, dans toutes les séries du massif de Bellecôte, totalement absentes dans le Pré-Permien de Vanoise méridionale.

A titre d'hypothèses, on est donc conduit à supposer que la série anté-permienne de Bellecôte représente tout ou partie de ce qui manque dans la grande lacune comprise entre la structuration du socle (métamorphisme mésozonal inclus) et la transgression permienne ; série dont on pourrait imaginer la prolongation sous la Vanoise septentrionale par le jeu de basculements de blocs. Aucun argument de terrain, dans l'état actuel des connaissances, ne permet cependant de confirmer cette opinion.

LA SÉRIE PERMIENNE.

1. INTRODUCTION.

F. ELLENBERGER (1958) a donné une coupe du Permien de l'enveloppe externe de la Vanoise septentrionale (Coupe de Champagne), mais non du Permien interne ici considéré.

Deux coupes (coupes VIII et IX) servent de support à la description lithostratigraphique des faciès rapportés au Permien. Celles-ci sont localisées sur la figure 4. Elles intéressent le grand affleurement de Friburge.

En l'absence de fossiles, les arguments lithologiques ont, là encore, une importance primordiale pour entreprendre la synthèse lithostratigraphique. Le métamorphisme alpin dans le faciès des "schistes verts" est partout présent. Son étude sera abordée dans un chapitre ultérieur.

2. COUPE DE FRIBURGE - COUPE VIII.

Du S vers le N, on observe (Fig. 28) :

-1. Schistes noirâtres à faciès cendré et litage millimétrique dans lesquels s'intercalent quelques bancs de grès grauwackeux gris bleuté à grain fin. Ce niveau est attribué au Carbonifère présumé.

-2. Microconglomérats quartzitiques blancs à blanc verdâtre, à dragées de quartz rosé et petits galets pélitiques noirs allongés dans la foliation. Epaisseur : 50 à 80 m. Ces microconglomérats reposent en concordance apparente sur (1).

Dessus, schistes violacés, fissiles ; de fines lamelles de chlorite sont visibles sur les surfaces du clivage schisteux ; elles définissent une linéation ancienne L_1 pénétrative (cf. chapitre tectonique).

Les deux formations ondulent et plongent au N-W vers le bas de la vallée. Cette structure explique les nombreuses loupes de glissement (1) qui affectent les schistes.

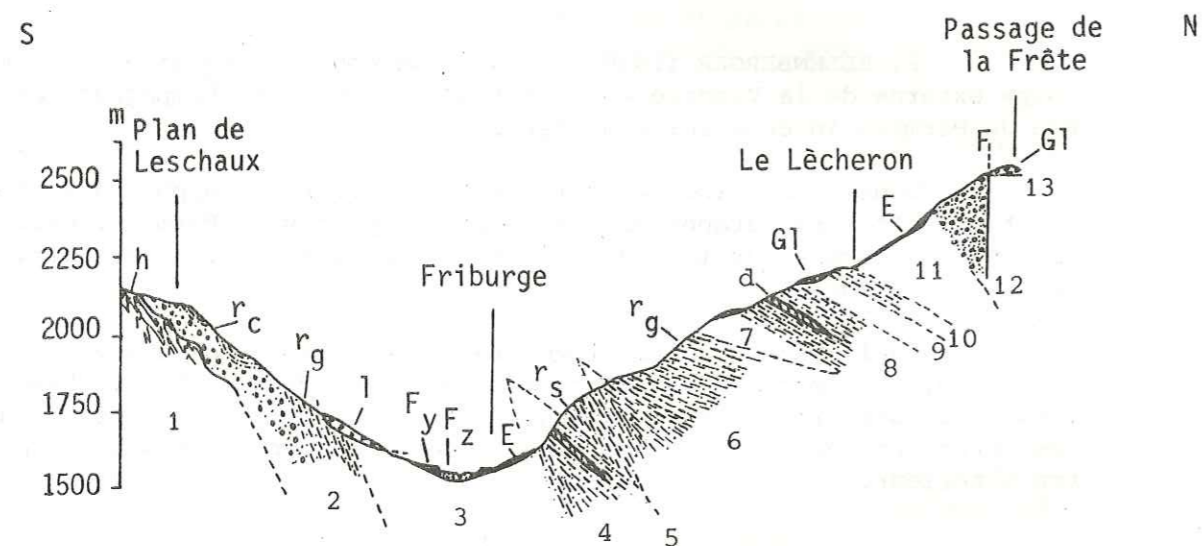


Fig. 28. Coupe VIII - Friburge. (légende voir coupe IX).

-3. Vallée glaciaire de Champagny-le-Haut. Recouvrement quaternaire important : on observe notamment deux niveaux de terrasses fluviatiles. Les éboulis récents tendent à recouvrir la terrasse la plus ancienne.

-4. Schistes gréseux bleuâtres légèrement violacés (ou lilas), satinés, contenant localement de petits horizons dolomitiques, apparemment lenticulaires, roux, épais de quelques millimètres à quelques centimètres. Une linéation ancienne d'étirement L_1 est soulignée par des lamelles de chlorite (cf. chapitre tectonique). De nombreux replis d'échelle

décamétrique, d'axes N-S (phase 2), mais également E-W (phase 1) sont observables dans cette formation. Epaisseur approximative : quelques dizaines de mètres.

-5. Chloritoschistes fins, tendres, vert pâle satiné, de toucher onctueux, montrant une alternance très fine et serrée de lits plurimillimétriques blanc orangé, d'une dolomie ankéritique souvent carriée, et de lits vert franc. L'ensemble est affecté par de nombreux replis centimétriques en chevrons d'axes N-S. Des replis d'échelle décimétrique (de phase 1 ou 2) s'observent également. Epaisseur approximative : 80 m.

-6. Schistes gréseux de teinte lilas alternant avec des chloritoschistes fins, vert pâle, satinés.

-7. Hiatus d'observation : moraine.

-8. Schistes gréseux lilas à horizons dolomitiques (du même type que le niveau 4).

-9. Hiatus d'observation : moraine.

-10. Le faciès des schistes gréseux violacés évolue vers le Nord à des niveaux un peu moins fissiles, plus riches en petites lentilles gréseuses et petites dragées de quartz rosé ; localement apparaissent des mouches d'ankérite. Epaisseur approximative de ces niveaux : 50 m au plus.

-11. Hiatus d'observation : grand écroulement du Lècheron : 150 à 200 m.

-12. Microconglomérats quartzitiques gris blanchâtre à reflets gris violacé montrant des lentilles centimétriques de pélites sombres et des quartz rosés.

Des horizons de schistes gréseux, violacés, réapparaissent au sein des microconglomérats (à la faveur d'un pli). Toutes les transitions s'observent entre le faciès franchement conglomératique et les schistes gréseux.

-13. Hiatus d'observation : moraine masquant en partie une faille importante qui limite au Nord le Permien de l'affleurement de Friburge.

3. COUPE DE CHAPENDU - COUPE IX.

De l'W vers l'E, on observe (Fig. 29) :

-1. Schistes sombres cendrés, fissiles, à litage millimétrique, contenant un filon-couche d'1 m de puissance environ et, localement, des niveaux carbonatés ferrugineux de quelques décimètres d'épaisseur. Ce faciès est attribué au Carbonifère présumé.

-2. Microconglomérats quartzitiques à patine grisâtre, contenant des dragées de quartz rosé et de petits galets pélimitiques sombres allongés dans la foliation. Le niveau plonge, apparemment en concordance, sous les schistes carbonifères. Epaisseur : 80 m.

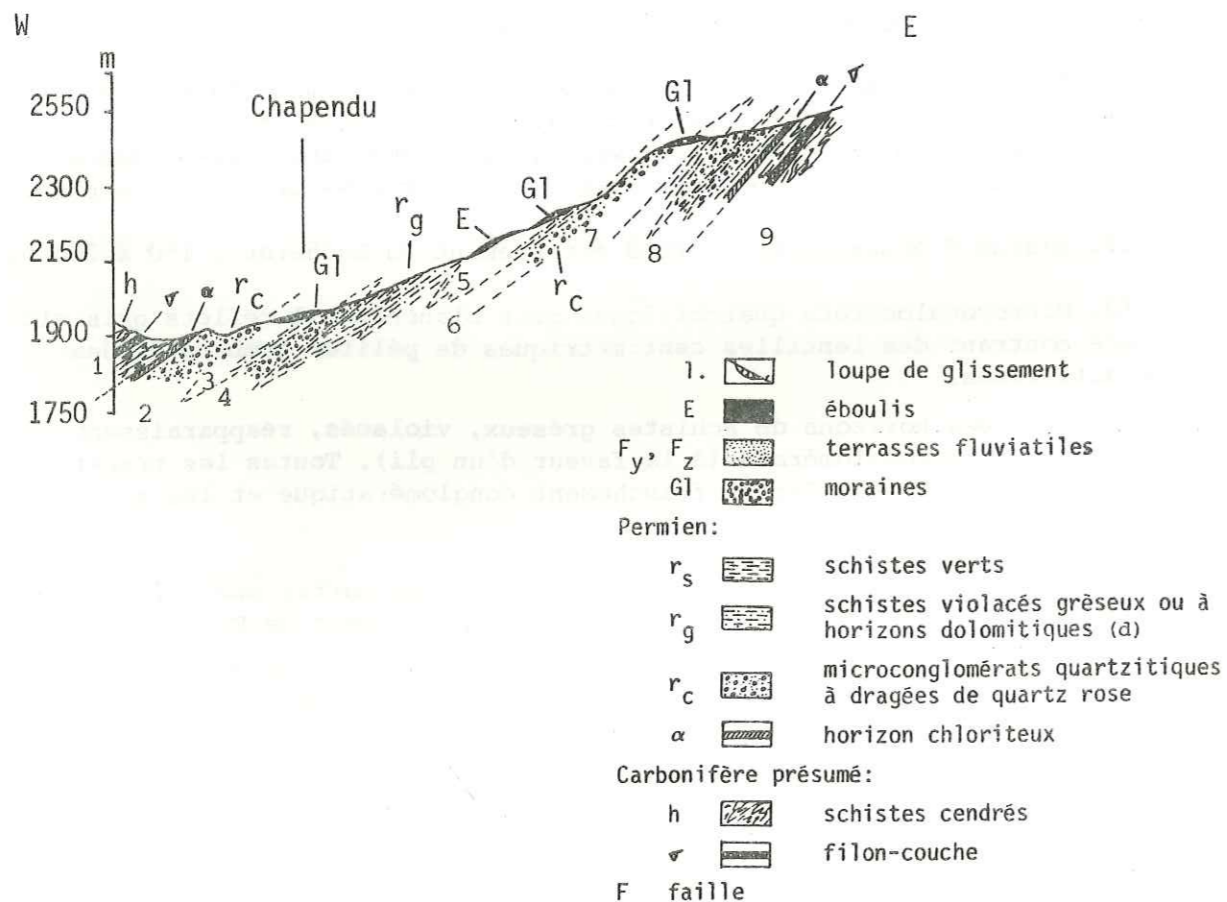


Fig. 29. Coupe IX - Le Chapendu.

-α. Petit niveau d'épaisseur variable (quelques centimètres à 1 ou 2 m) de schistes tendres un peu carbonatés, d'aspect très chloriteux pouvant être localement observé au niveau du contact avec le Carbonifère.

-3. Hiatus d'observation : recouvrement morainique (50 à 80 m).

-4. Schistes gréseux de teinte lilas, devenant moins fissiles à proximité de l'horizon de microconglomérats quartzitiques qu'il contient. Ces microconglomérats ont le faciès du niveau (2). Epaisseur approximative : 50 m.

-5. Hiatus d'observation : grand écroulement du Lècheron puis moraine sur environ 200 m.

-6. Schistes gréseux gris violacé en patine, peu fissiles, passant à des microconglomérats quartzitiques à dragées de quartz rosé orientées parallèlement à la foliation.

-7. Hiatus d'observation : dépôts morainiques (50 m environ).

-8. Alternance de schistes violacés gréseux, contenant parfois de petits grains de quartz rosés saillants, et de microconglomérats quartzitiques à dragées de quartz rosé et petits galets pélimitiques sombres allongés dans la foliation ; de petites mouches d'ankérite peuvent donner à ces microconglomérats une patine beige.

-α. Niveau centimétrique à décimétrique carbonaté riche en chlorite (cf. coupe de la Pointe des Chardes).

-9. Plongeant en concordance apparente sous un niveau de schistes violacés de (8), schistes noirs à horizons charbonneux et patine rouille, attribués au Carbonifère présumé. Le contact avec le Permien est masqué par quelques mètres d'éboulis (gélifraccts composés essentiellement de débris de schistes charbonneux) ; un filon-couche s'intercale dans la formation schisteuse carbonifère.

4. REMARQUES D'ORDRE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE.

L'étude des lames minces a permis de distinguer à l'intérieur des roches permiennes, des éléments ou minéraux hérités et des minéraux néoformés ou recristallisés.

4.1. LES ELEMENTS HERITES.

Dans les faciès les plus grossiers (microconglomérats), on reconnaît des galets de quartz souvent très déformés (les lignes de Boehm y sont fréquentes), des galets de quartzites plus ou moins impurs (Fig. 30), de schistes sombres et déformés, très fins, des galets assez peu altérés d'arkoses quartzo-feldspathiques (contenant des quartz, des plagioclases et des feldspaths perthitiques), des cristaux de plagioclases maclés souvent remplacés par de l'albite (les plus gros cristaux sont toujours fortement déformés). La taille des galets varie de quelques millimètres à deux centimètres.

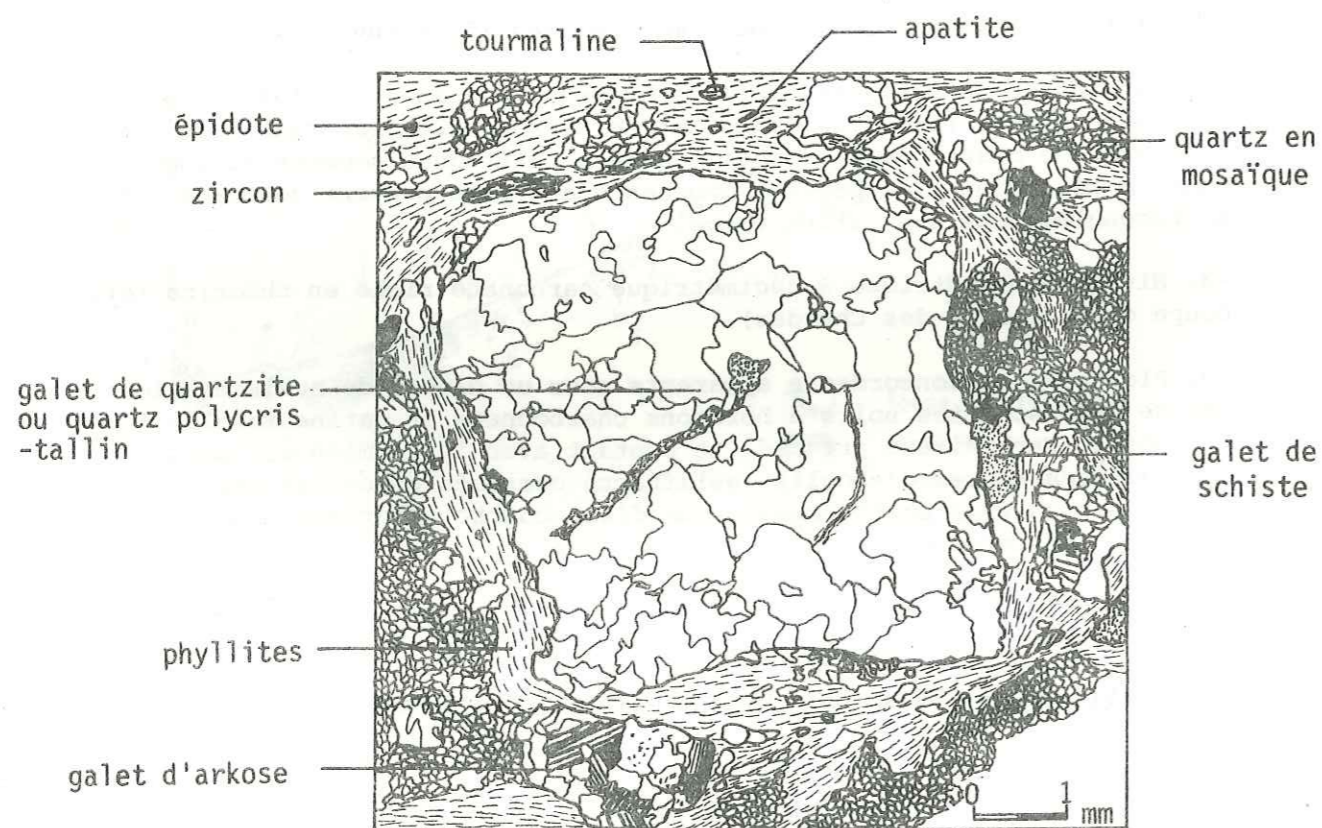


Fig. 30. Vue microscopique partielle d'un microconglomérat quartzitique (r_c).

Certains horizons contiennent en outre des grains détritiques de tourmaline brune à gaine d'hématite pigmentaire, des sphènes plus ou moins déstabilisés, de petites pistachites granulaires souvent effritées, fréquemment des grains automorphes de zircons. La taille de ces éléments, plus réduite, peut atteindre le demi-millimètre (cas des tourmalines, des sphènes et des zircons).

Les bords émoussés des éléments les plus gros suggèrent une origine détritique.

De plus, les caractéristiques minéralogiques de l'ensemble de ce matériel font souvent penser au matériel de la série sous-jacente (Carbonifère présumé) ; notamment, certains galets schisteux sont particulièrement rétrotransformés en zoïsite et clinozoïsite. Cette constatation suggère qu'un remaniement de la série carbonifère ou d'une série équivalente a nourri les dépôts permien.

4.2. LES ELEMENTS RECRISTALLISES.

Le ciment jointif n'est formé que de matériel recristallisé. Il s'agit, en proportion variable, d'une matrice quartzo-phyllo-albitique dans laquelle :

- les albites non maclées, poeciloblastiques, sont en quantité très variable ;
- les micas (phengites) pigmentés de lamelles d'hématite sont associés à des chlorites de divers types : prochlorite en porphyroblastes, pennine et chlorite verte banale (déterminations aux Rayons X) ;
- la tourmaline bleuâtre, en petites baguettes, bourgeonne parfois sur les grains de tourmaline ancienne ;
- de nombreuses lamelles d'hématite sont développées dans les lits phylliteux ;
- l'apatite en très petites baguettes peut apparaître en grande quantité dans certains faciès schisteux ;
- enfin, les carbonates (surtout de l'ankérite) peut se développer en proportions variables dans les lits quartzeux.

Le quartz forme de petits cristaux tabulaires allongés ou des grains fins en texture mosaïque.

4.3. LES HORIZONS DOLOMITIQUES.

Dans les horizons dolomitiques (niveaux (4) et (8), coupe VIII), le carbonate est concentré dans des bandes d'épaisseur millimétrique alternant avec des lits gréseux formés de quartz interstitiel auquel s'ajoute un peu de phyllites pigmentées d'hématite ; quelques albites maclées et de petits grains d'apatite et de tourmaline forment le reste de la matrice (Fig. 31).

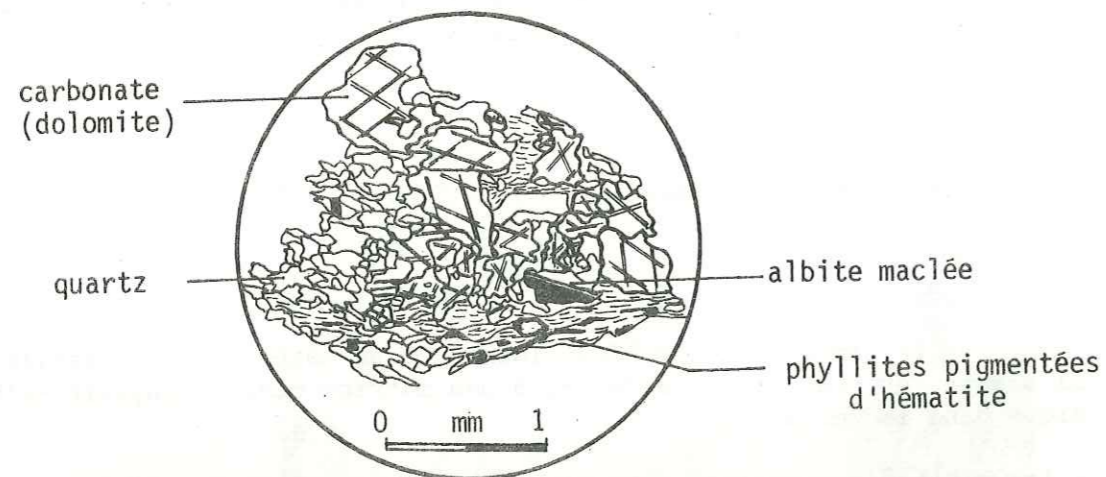


Fig. 31. Vue microscopique d'un niveau dolomitique, (niveaux 4 et 8, coupe VIII).

4.4. CONCLUSIONS.

La minéralogie des roches permienes apparaît monotone ; seule la taille des grains et les proportions entre les minéraux diffèrent.

Ainsi, les faciès gréseux ont à peu près la même paragenèse que les faciès les plus grossiers ; les schistes se caractérisent par

la très grande finesse de leur grain et leur proportion en phyllites ; les galets de quartzites et d'arkoses disparaissent dans les faciès fins.

L'hématite est caractéristique du Permien, elle manque dans le Carbonifère présumé.

5. REMARQUES D'ORDRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

5.1. LES COUPES ETUDIÉES.

L'étude des faciès permienes suggère l'hypothèse d'une séquence sédimentaire positive avec :

- à la base, les microconglomérats quartzitiques (r_c) ;
- puis les faciès gréseux fins plus ou moins fissiles (r_g) ;
- puis les schistes tendres (r_s).

Cette conception suppose que les microconglomérats quartzitiques sont partout en contact avec le Carbonifère présumé. Or, il apparaît, sur le bord oriental de la coupe du Chapendu, que des horizons de schistes s'intercalent entre le Carbonifère présumé et les microconglomérats permienes. Cette observation se renouvelle aux Chamossières (cf. carte géologique), ainsi qu'à la Pointe de la Vélière (cf. bord occidental de la coupe des Montieus). Elle peut être interprétée comme un repli aigu laminé au contact avec le Carbonifère présumé (contact faillé) ; c'est peut-être le cas, sur le rebord oriental de l'affleurement de Friburge. Ailleurs, rien ne permet de supposer l'existence d'un pli. Il est vraisemblable que la série ne contienne pas un mais plusieurs niveaux de schistes dont l'un (r_{s1} sur la carte) débute la sédimentation permienne.

*Interprétation des horizons chloriteux et carbonatés de la base du Permien de Friburge.

Sur la coupe du Chapendu, les petits horizons α et α' , chloriteux et carbonatés, visibles au niveau des contacts avec le Carbonifère présumé, semblent avoir valeur de niveau sédimentaire. Un tel horizon très chloriteux est en effet connu entre le Permien et le Carbonifère : au Col de la Chiaupe, *pro-parte* à La Sauvire (observations effectuées par J-F. RAOULT).

Ces différentes observations impliqueraient une concordance entre le Carbonifère et le Permien. Or, il apparaît dans l'affleurement de Friburge que le niveau peut manquer (*cf.* coupe VIII de Friburge) ; ce qui permet de douter de cette concordance.

F. ELLENBERGER (1958) ne semble pas avoir observé un tel niveau dans la coupe de Champagny. Il n'a pas été non plus signalé plus au Nord à la Roche de Mio. La question de la valeur de cet horizon en tant que niveau repère reste donc posée.

*Situation du Permien de Friburge vis-à-vis du Carbonifère sous-jacent.

Les différentes coupes effectuées tant dans la série sous-jacente que dans la série permienne montrent que le Permien est en discordance cartographique sur le Carbonifère présumé. Il est en effet en contact :

- tantôt avec des schistes cendrés (coupe de Chapendu, partie occidentale)
- tantôt avec des niveaux charbonneux (coupe de Chapendu, partie orientale ; ravin du Nantet, cote 1850),
- tantôt avec des niveaux de schistes à intercalations de bancs de grès grauwackeux (coupe des Montieus),
- tantôt avec les masses d'origine magmatique ou peu s'en faut (coupe du Ravin de Derrere) ;
- ailleurs, il peut manquer : érosion ou lacune de sédimentation ? (coupe des Creux de la Laisille et de la Crête des Echines).

Enfin les observations effectuées me conduisent à considérer (voir plus loin) que l'affleurement de Friburge, cartographiquement entouré par le Carbonifère présumé, est en position stratigraphique normale, et est déformé en "blague à tabac" déversée à l'Est.

5.2. LES FACIES PERMIENS DES GORGES DE LA PONTILLE (COUPE DE CHAMPAGNY, F. ELLENBERGER, 1958).

A l'Ouest du secteur étudié, la route des Gorges de la Pontille (qui conduit à Champagny-en-Vanoise) offre une très belle coupe du Permien, Permo-Trias et Werfénien de l'enveloppe externe de la Vanoise septentrionale.

On retrouve les faciès du Permien de Friburge dans la base de cette coupe (*cf.* bord occidental de la coupe des Montieus). Plus haut (stratigraphiquement) apparaissent des faciès inconnus à Friburge. Ce sont : un poudingue pourpré très laminé, puis des intercalations de schistes et conglomérats laminés, violacés et localement des quartzites grossiers verdâtres à galets isolés de tourmalinite ancienne. Les termes sommitaux de la coupe correspondent au "Permo-Trias" argenté (quartzites phylliteux grossiers à gros grains de quartz rosé et schistes sériciteux argentés), puis viennent les quartzites werféniens.

F. ELLENBERGER (1958) constate la quasi-unicité du poudingue de Champagny-en-Vanoise et note sa rapide disparition vers le Sud. Il correspondrait, selon notre professeur (1958, 1965) à une sédimentation détritique polymorphe empruntée à une "formation antérieure ayant déjà le faciès permien ("saxonien") typique". Cette sédimentation semble aller dans le sens des observations faites à Friburge où l'on retrouve dans les microconglomérats notamment, des galets altérés de roches variées.

5.3. LES LENTILLES QUARTZITIQUES DE LA BASE DE LA SERIE CARBONATEE DE LA POINTE DU VALLAISONNAY (VERSANT OCCIDENTAL).

a). Localisation.

Cartographiquement ces lentilles forment des affleurements discontinus de quelques mètres à quelques centaines de mètres de long et d'une puissance de quelques mètres au plus.

Coincées entre un substratum présumé carbonifère et un toit mésozoïque, elles pourraient être aussi bien carbonifères que permien- nes ou werféniennes.

b). Aspect et minéralogie.

A l'affleurement, elles présentent des teintes allant du blanc au blanc jaunâtre ou au blanc verdâtre. Ce sont des quartzites à grain fin ; ils montrent parfois de minces lits ankéritiques orangés qui soulignent la foliation (peut-être la stratification originelle (?)). Des surfaces schisteuses vert pâle peuvent apparaître dans certains niveaux. On constate l'absence générale des dragées de quartz rosé caractéristiques des faciès permien. Ces quartzites n'ont également ni la patine, ni le grain des quartzites phylliteux carbonifères.

L'étude des lames minces ne renseignent guère plus. D'aspect souvent mylonitique, ce sont toujours des roches très fortement recristallisées. Les albites souvent limpides s'associent au quartz toujours à extinction roulante. Quelques zircons et apatite, de rares épidotes se distinguent dans la matrice quartzreuse. Les micas participent à la recristallisation. De rares échantillons montrent encore de petits galets ovoïdes de quartz vraisemblablement détritique.

c). Age possible.

Rien ne permet de rapprocher ce faciès des faciès les plus quartzitiques du Permien, ni des quartzites phylliteux carbonifères. L'âge permo-triasique est également douteux ; les affleurements de référence de ce faciès (coupe de Champagny, F. ELLENBERGER, 1958) montrent des quartzites phylliteux grossiers ; ils contiennent encore de gros grains de quartz rosé ; ce n'est pas le cas des lentilles étudiées.

Manifestement liées aux carbonates, celles-ci pourraient être considérées comme werféniennes. Cet âge reste cependant hypothétique dans la majorité des cas.

Des quartzites werféniens sont connus à l'Est du secteur étudié ; ils forment la petite aiguille de l'Encorgnelu à la base des calcaires noirs et dolomies jaunes du Ladinien, puis les parois hardies de la Pointe de la Grande Glière (3387 m) ; au Nord-Est, ils existent sur

le flanc occidental de la Pointe de la Vallaisonnay.. Cependant, la dureté, l'homogénéité et la compacité de ces quartzites francs sont souvent défaut dans les roches de la base des calcaires du versant occidental de la Pointe de la Vallaisonnay.

6. CONCLUSIONS SUR LE PERMIEN.

Le Permien du secteur étudié est surtout bien développé dans l'affleurement de Friburge où il présente une épaisseur visible de l'ordre de 150 à 200 m. Ailleurs, il se réduit très rapidement à quelques dizaines de mètres ou bien est totalement absent.

Compte-tenu des observations effectuées, il paraît reposer globalement en *discordance cartographique* sur le substratum sédimentaire d'âge au moins stéphanien.

Ce Permien pourrait être (F. ELLENBERGER, 1958, 1965 ; J. FABRE, 1961, 1965) l'équivalent du *Néopermien* post-saalien plus externe (zone houillère) toujours accumulé dans des cuvettes, en discordance sur les couches sous-jacentes et alimenté par les coulées des éruptions dacitiques de la phase saalienne ainsi que par l'érosion des reliefs nouvellement créés (J. FABRE et R. FEYS, 1965).

Les manifestations éruptives de la phase saalienne manquent apparemment dans le Permien de Friburge (*cf.* 2ème partie) ; il est cependant certain qu'une érosion a nourri les dépôts conglomératiques. La présence dans ces niveaux de galets altérés, rappelant beaucoup certains faciès de la série sous-jacente, pourrait être un argument en faveur d'un remaniement de ce substratum, celui-ci remaniant déjà lui-même le "socle" (on le verra ultérieurement, en fait une série volcanique). Une autre hypothèse est de supposer que le Permien a remanié le même "socle" que celui ayant alimenté le Carbonifère présumé. La géochimie ainsi que l'étude des zircons dans les deux séries apporteront des éléments nouveaux à la résolution de ce problème.

Les lentilles quartzitiques de la base de la série carbonatée du versant occidental de la Pointe de la Vallaisonnay ne doivent pas, selon moi, être placées dans le Permien dont elles n'ont pas les caractéristiques pétrographiques. Je les attribue, sous toutes réserves et en l'absence actuelle de preuves contraires, au Werfékien avec lequel elles présentent somme toute les plus grandes ressemblances.

LA SÉRIE MÉSOZOÏQUE.

1. INTRODUCTION.

Je ne ferai qu'un rappel, pour mémoire, de la série mésozoïque incomplète de Vanoise septentrionale et des problèmes qu'elle soulève, l'analyse détaillée des divers faciès sortant du cadre de ce travail.

Rapportées essentiellement à la série calcaréo-dolomitique du Trias du Pays de Vanoise, les formations mésozoïques de Vanoise septentrionale forment une trilogie comparable à celle du Trias briançonnais classique.

2. PRINCIPAUX FACIES RENCONTRES.

F. ELLENBERGER (1958) a donné une coupe générale de la couverture externe de la Vanoise septentrionale (= unité de la Roche de Mio de J-F. RAOULT, 1980).

Elle se limite aux :

- quartzites francs : massifs, très purs, ils représentent le Werfénien à la base de la série calcaréo-dolomitique (300 à 500 m). En Vanoise septentrionale, ils affleurent essentiellement à la Pointe de la Grande Glière. Leur existence sur le terrain étudié reste problématique (*cf.* chapitre précédent) ;

- niveau gypsifère inférieur ; connu notamment sur le flanc renversé sud de la Vanoise septentrionale (Col Rosset, au N-E de Pralognan-la-Vanoise). Il présente un contact stratigraphique évident soit avec le sommet des quartzites francs, soit avec les calcaires vermiculés, base du Trias calcaire. Il n'existe apparemment pas sur le secteur d'études.

- la série calcaréo-dolomitique : épaisse de 400 à 750 m en moyenne en Vanoise occidentale, elle serait l'équivalent du Muschelkalk germanique. Ses faunes, fort rares en l'occurrence, l'en distingueraient ainsi que ses faciès lithologiques. Sur tous les affleurements, on observe une zonation de la teinte des roches ; celle-ci résulte en partie de l'association du calcaire et de la dolomie. Ainsi, les teintes vont du blanc pur au gris sombre à gris bleuté, parfois à ocre jaune. La distinction entre les calcaires et les dolomies est relativement aisée. Ces dernières sont caractérisées par un grain très fin, scintillant ; ce sont des roches dures. Les calcaires, quant à eux, sont toujours recristallisés. Ils sont formés de plages engrenées de calcite granoblastique recristallisée. Les échantillons sont souvent riches en mouches centimétriques de micas blancs.

J-F. RAOULT et moi-même avons pu observer quelques particularités au sein de cette série calcaréo-dolomitique de Vanoise septentrionale :

- les brèches intraformationnelles : ces niveaux ont été vus en divers points : Crête du Mollard, Les Barmés (cote 2298) (versant méridional de la Pointe de La Vallaisonnay). Ces brèches, à patine gris bleuté, sont formées d'un calcaire, parfois d'une dolomie, brisés en place puis recimentés. Elles seraient d'âge ladinien ;

- les calcaires à nodules silicifiés : sur le petit affleurement de carbonates situé sur le flanc sud du Béqui-Rouge, nous avons trouvé, à la base des calcaires marmorisés, un niveau de calcaire marneux noir, centimétrique à décimétrique et contenant des nodules brisés et boudinés d'un calcaire silicifié ;

- les niveaux carbonatés à horizons chloriteux : aux Chamossières, au Morre et à la Sauvire, les calcaires marmorisés blancs contiennent de minces horizons chloriteux (quelques millimètres) qui rappellent selon F. ELLENBERGER, les faciès des marbres chloriteux du Crétacé inférieur décrits notamment en Vanoise occidentale. La présence de ce faciès soulève donc le problème de l'âge de la série carbonatée ou, au moins, de certains de ces niveaux.

- les cargneules : caractérisées par leur couleur roussâtre, elles ont été fréquemment observées : sur la Crête du Mollard, à la Roche de Blamont, sur la Crête des Chamossières, au Col de la Chiaupe. Elles se présentent ici souvent en position supérieure au-dessus des calcaires qui leur servent alors d'assise.

*Remarque : toute la zone formant le Grand Tuf du Plan Séry (ou Aiguille du Val Genêt), le Cirque du Plan Séry lui-même, ainsi que les chicots observés aux Barmés, ne semblent pas essentiellement constitués par des cargneules vraies. Aux Barmés, il s'agit d'une brèche polygénique à gros éléments émoussés et cimentés par un encroûtement cargneulique. Leur aspect est celui d'une brèche de pente recimentée. Il semble qu'on puisse les considérer comme des formations quaternaires postérieures aux différentes phases glaciaires anciennes (Riss). Sur le Plan Séry, elles forment une pente topographique non tectonisée, discordante sur le bâti géologique et sont directement recouvertes par les moraines würmiennes.

2^{ème} PARTIE :

GEOCHIMIE DES METABASITES DE VANOISE
SEPTENTRIONALE.

COMPARAISONS AVEC LES REGIONS ADJACENTES.

INTRODUCTION

Pour cette étude, j'ai bénéficié de 72 analyses chimiques effectuées au quantomètre. La majorité d'entre elles (65) ont été obtenues au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, à la suite d'un échantillonnage réalisé en commun sur le massif de Bellecôte (A. PLOQUIN, J-F. RAOULT, F. GUILLOT, M-D. PERUCCIO-PARISON). Les autres (6) ont été réalisées au laboratoire de Pétrologie-Volcanologie à Orsay. La première série comprend avec les éléments majeurs (en pourcentage d'oxydes) un certain nombre de traces usuelles (en ppm) : Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, Rb. La seconde ne porte que sur les éléments majeurs. Les résultats sont présentés dans les tableaux I à IV.

Outre les 72 échantillons provenant de mon terrain d'étude *s. str.* (versant sud de Bellecôte, vallée de Champagne), j'utiliserai les 15 actuellement disponibles provenant du versant nord (vallée du Ponturin, secteur étudié par F. GUILLOT, tab. V).

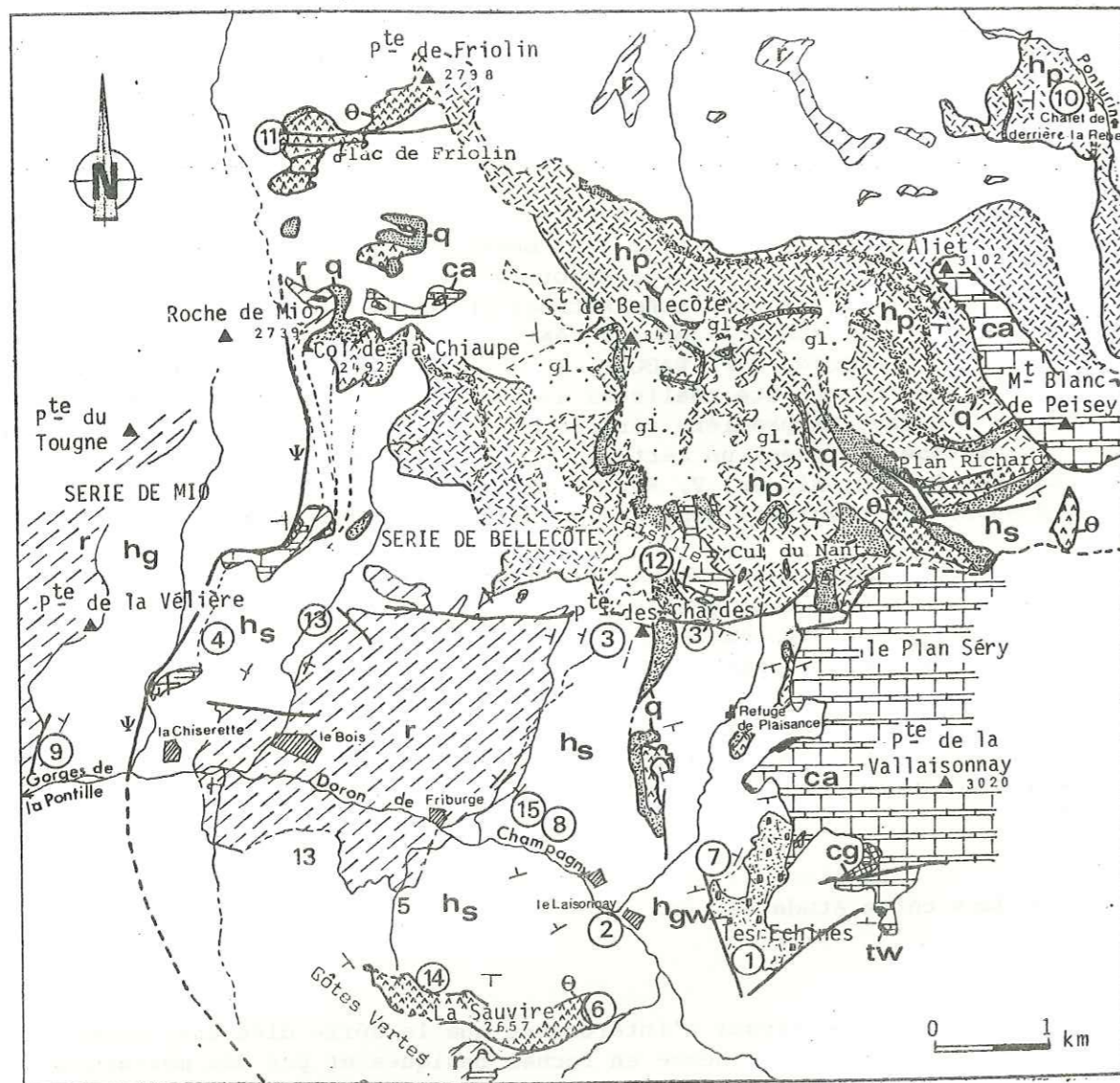
Afin de compléter ces données, d'autres analyses ont été relevées dans la littérature (F. ELLENBERGER, 1958 ; J. BOCQUET, 1974). Elles ne fournissent que les éléments majeurs et figurent dans le tableau VII.

La liste et la localisation (fig. 32) des échantillons analysés dans cette étude est donnée en annexes.

Ces analyses n'intéressent que la série dite anté-permienne caractérisée par sa richesse en roches basiques et par des métasédiments à dominante "volcanoclastique" ; l'un des problèmes consiste à différencier les matériaux sources, notamment dans les "prasinites". La connaissance du chimisme de ces roches devrait contribuer efficacement à la reconstitution tectono-sédimentaire et volcanique anté-métamorphique de cette région.

Etant en présence d'une série métamorphique, comportant des roches d'origines sédimentaire et ignée, les analyses chimiques ont été reportées dans des diagrammes chimico-minéralogiques adaptés à la discrimination entre les associations ignées et sédimentaires ainsi qu'à la mise en évidence des tendances chimiques liées aux processus sédimentaires.

Fig. 32. Carte d'échantillonnage (géologie d'après les levés de F. ELLENBERGER, P. SALIOT, F. GUILLOT, M-D. PARISON et J-F. RAOULT).



- Contours géologiques succincts: (le Quaternaire n'est pas représenté).
- cg- [hatched pattern] masses carbonatées de la Vallaisonnay; cg cargneules, calcaires et dolomies métamorphiques.
 - ca- [hatched pattern] quartzites werféniens
 - tw- [hatched pattern] série permienne
 - r- [hatched pattern] hp prasinites, tufs, roches vertes schisteuses... et quartzites phylliteux et/ou gneiss leucocrates associés (q), roche grenue claire ou sombre (métagabbros?)
 - hs- [hatched pattern] métasédiments schisteux à filons-couches et horizons charbonneux
 - hgw- [hatched pattern] métasédiments grauwaqueux des Echines à rares filons-couches
 - hg- [hatched pattern] métasédiments schisteux à bancs de grès et rares filons-couches
- Série magmatique
- Série de Bellecôte Carbonifère présumé
- Série de Mio Carbonifère présumé
1. Contour géologique
 2. Contact anormal et son prolongement supposé
 3. Chevauchement (les barbutles sont dans l'unité allochtone)
- ∇ pendage de la foliation
- sites de prélèvement (se reporter aux annexes et aux tableaux d'analyses)

Le diagramme pseudo-triangulaire Q-F-B dérivé des graphiques en coordonnées rectangulaires de H. de la ROCHE (1972) "pour l'étude des roches ignées" (paramètres $Q = Si/3 - (K+Na+2Ca/3)$; $F=K-(Na+Ca)$; $B = Fe+Mg+Ti$), est destiné à l'examen global de la composition ; les tendances de différenciations sédimentaires et les tendances ignées, en général, n'y présentent pas de superpositions.

Le diagramme Al/3-K ; Al/3-Na (H. de la ROCHE, 1968) utilise le comportement géochimique différentiel de l'alumine et des alcalins dans les processus de différenciation magmatique et de différenciation sédimentaire (altération-sédimentation-diagenèse). Ce diagramme permet par ailleurs de visualiser partiellement les modifications chimiques intervenant dans la spilitisation (H. de la ROCHE *et al.*, 1974).

Un diagramme des variations Rb-Sr (ppm) est présenté ; il distingue les champs spécifiques occupés par les métasédiments et les métavolcanites et sépare, au sein des métavolcanites, les roches vertes dérivant de tholéiites et les roches "vertes" des séries calcoalcalines et alcalines.

Les metabasites vont être étudiées dans un premier temps dans le diagramme de classification chimique des volcanites R_1-R_2 [$R_1 = 6 Ca + 2 Mg + Al$; $R_2 = [4 Si - 11 (Na+K) - 2 (Fe+Ti)]$] de H. de la ROCHE et J. LETERRIER (1973). La discrimination entre tholéiites abyssales et tholéiites d'arc et basaltes intraplaques est effectuée dans un deuxième temps à partir du diagramme $Ti/C_T - Ni$ de L. BECCALUVA et D. OHNENSTETTER et M. OHNENSTETTER (1979), puis dans les diagrammes classiques de A. MIYASHIRO (1974) et dans une variante des précédents $Ti-Mg/Fe+Mg$. Enfin, les métavolcanites sont présentées à titre de comparaison dans le diagramme AFM, étant donné l'utilisation courante de ce dernier dans la littérature.

Comme les éléments considérés comme les plus inertes au cours du métamorphisme, Al, Ti, Fe, Mg (dans un ordre en principe décroissant) sont également ceux à partir desquels s'offre la distinction entre les grands types basaltiques (OFT, IAT, B. alk, CAB) l'étude des métavolcanites privilégiera les représentations graphiques combinant ces éléments. Ceci pour éliminer d'emblée toute suspicion quant à des modifications de compositions qui seraient dues au métamorphisme alpin —s'il en existe. D'autres diagrammes "classiques" faisant intervenir Si, Ca, Na, K présentent un intérêt plus limité dans la recherche des lignées volcaniques, à cause de leur mobilité dans les phénomènes mettant en jeu une circulation de fluides.

Pour l'étude des compositions chimiques des métasédiments on aura recours à des variations faisant intervenir une large séparation des phases principales constitutives des sédiments (carbonates, silice, feldspaths, micas) dans l'exemple du diagramme Q-A [$Q = Si/3 - (Na+K+2Ca/3)$; $A = Al - (Na+K+2Ca)$], ou des variations plus spécifiques mettant en avant la distribution de certains constituants (choisis en fonction des spécificités chimiques des métasédiments) entre phases minérales ($Na/Al - K/Al$; $Al - Fe+Mg$). Les méthodes d'études des séries métasédimentaires par l'approche géochimique sont développées dans les travaux de B. MOINE (1974, 1978, 1981, 1982), ainsi que dans ceux de A. PLOQUIN (1980).

Dans tous les diagrammes utilisés, les paramètres sont exprimés en milliagrammes-grammes. Chaque point représente une cellule unitaire de 100 g. Pour les quelques exceptions à cette règle, les paramètres utilisés sont donnés en légende des graphiques.

Tab. Ia. Analyses des éléments majeurs (Laboratoire de Pétrologie-Volcanologie, Orsay, mars 1982) et de quelques éléments en trace (C.R.P.G., Nancy, juin 1983).
Massif de Bellecôte, vallée de Champagny - série de Bellecôte - métasédiments.

Tab. Ia

	Grauwackes X					
	(site 1)					(site 2)
	80.29	80.31	80.34	80.35	80.39	80.98
SiO ₂	67.12	69.75	68.77	58.89	66.49	69.23
Al ₂ O ₃	13.95	13.85	14.96	17.88	14.40	12.83
Fe ₂ O ₃	.74	.59	.23	.61	.60	.62
FeO	3.48	3.17	4.24	6.71	4.43	3.86
MnO	.15	.05	.07	.13	.07	.13
MgO	1.90	1.83	1.54	3.21	2.07	1.33
CaO	1.41	.82	1.49	1.30	1.72	2.98
Na ₂ O	3.29	5.09	5.19	3.42	3.67	3.87
K ₂ O	2.37	1.10	.91	2.59	1.96	1.18
TiO ₂	.77	.60	.72	.82	.73	.72
P ₂ O ₅	.22	.27	.15	.25	.22	.16
CO ₂	.41	2.02	.84	.02	2.64	.33
H ₂ O ⁺	3.06	.11	1.29	3.74	.06	2.00
H ₂ O ⁻	.15	0.00	.10	.14	.07	.14
Total	99.02	99.25	100.50	99.71	99.13	99.38

Tab. Ib

	Schistes noirs O							Schistes gris A	
	(site 4)	(site 3)		(site 8)			(site 8)		
	81.10	80.37	80.109	82.20	82.21	82.33	82.34	82.8	82.9
SiO ₂	57.23	63.91	63.86	58.77	74.17	61.17	71.62	62.93	68.45
Al ₂ O ₃	18.78	16.95	15.14	18.34	11.49	15.45	12.38	15.16	12.15
Fe ₂ O ₃ T	7.28	6.40	6.35	7.29	1.00	7.03	.87	6.22	4.82
MnO	.10	.09	.11	.08	.02	.08	.02	.09	.09
MgO	3.42	2.93	2.67	2.95	.95	2.82	.98	2.53	1.69
CaO	1.67	.00	3.51	.02	.00	2.14	.00	2.67	2.91
Na ₂ O	3.87	3.24	4.43	3.56	1.25	3.54	2.42	3.31	3.60
K ₂ O	2.54	2.71	1.33	2.61	2.74	2.17	2.99	1.63	1.16
TiO ₂	.83	.90	.87	.90	.61	.93	.6	.91	.74
P ₂ O ₅	.18	.22	.14	.21	.09	.17	.00	.00	.00
P-F	4.12	3.02	2.04	3.93	7.86	4.25	8.61	4.74	4.40
Total	100.02	100.37	100.45	98.66	100.18	100.25	100.49	100.19	100.01
ppm									
Ba	535	546	463	622	1128	461	1051	662	379
Co	45	33	45	23	93	56	83	36	99
Cr	84	96	138	98	274	82	71	94	63
Cu	24	24	5	<10	<10	26	<10	28	<10
Ni	50	41	33	41	42	<10	<10	50	38
Sr	88	88	294	59	15	127	18	189	189
V	133	160	137	165	433	164	438	127	88
Rb	89	88	35	87	112	69	95	56	30

Tab. II. Analyses des éléments majeurs et de quelques éléments en trace (C.R.P.G., juin 1983).
Massif de Bellecôte, vallée de Champagny - série de Bellecôte - métasédiments (IIa) -
métabasites (IIb).

Tab. IIa	Grès □					Grauwackes ×	
	(site 8)					(site 2)	
	82.35	81.38	82.30	81.13	82.31	80.96	82.19
SiO ₂	65.83	65.57	62.32	69.77	64.95	62.99	65.46
Al ₂ O ₃	13.56	15.03	14.91	13.96	14.46	13.10	14.20
Fe ₂ O ₃ T	7.5	7.76	5.49	5.34	5.51	4.19	4.84
MnO	.19	.05	.08	.09	.09	.08	.08
MgO	.78	1.19	2.47	1.78	2.52	1.44	1.89
CaO	2.89	.47	1.00	.03	2.08	7.14	2.83
Na ₂ O	5.71	5.97	5.98	4.11	4.12	4.03	4.13
K ₂ O	.45	.09	.01	1.41	1.66	1.06	1.43
TiO ₂	.72	.88	.78	.80	.68	.62	.59
P ₂ O ₅	.13	.26	.16	.12	.12	.16	.12
P-F	1.62	2.00	2.48	2.30	3.56	5.67	4.14
Total	99.38	99.27	99.68	99.71	99.75	100.48	99.71
ppm							
Ba	71	32	77	463	470	379	473
Co	98	47	71	97	77	56	46
Cr	<10	10	62	64	70	60	61
Cu	<10	5	<10	26	<10	11	<10
Ni	<10	15	<10	54	<10	33	28
Sr	206	47	109	74	68	443	218
V	42	97	109	104	117	103	96
Rb	19	5	<10	37	50	21	39

Tab. IIb

Tab. IIb	Roches vertes d'origine incertaine (prasinites, tufs ...) ◇								Filons-couches ↑	
	(site 3')				(site 8)				(site 15)	
	79.38	81.126	82.29	81.128	82.25	82.32	82.23	82.24	82.37	82.38
SiO ₂	61.88	65.97	60.49	45.69	51.67	51.19	71.46	73.40	44.6	51.67
Al ₂ O ₃	14.10	16.04	16.46	15.74	15.80	15.39	12.38	12.94	15.86	15.46
Fe ₂ O ₃ T	8.69	5.94	8.47	11.86	11.99	11.94	3.79	2.26	11.79	9.14
MnO	.10	.07	.13	.19	.21	.19	.07	.05	.21	.16
MgO	2.61	2.08	2.70	7.38	4.55	4.47	1.20	.77	8.35	7.11
CaO	1.00	.19	.92	8.45	4.15	3.74	1.75	1.80	10.5	7.92
Na ₂ O	4.92	4.07	3.61	3.41	3.78	3.98	4.49	6.18	2.47	3.57
K ₂ O	.99	1.90	2.44	.18	.64	1.17	1.35	.00	.3	1.54
TiO ₂	1.02	.72	1.29	1.49	2.31	2.30	.26	.21	2.25	1.06
P ₂ O ₅	.37	.11	.26	.15	.30	.34	.48	.33	.31	.12
P-F	2.82	2.53	3.20	5.35	3.52	4.06	2.98	2.26	3.07	2.43
Total	98.50	99.62	99.97	99.89	98.74	98.77	100.21	100.20	99.71	100.18
ppm										
Ba	197	582	583	34	159	370	428	33	101	373
Co	45	57	84	91	47	57	69	51	95	83
Cr	10	121	97	84	45	124	<10	13	264	167
Cu	5	5	<10	47	<10	<27	<10	63	<10	<10
Ni	19	47	<10	73	<10	457	<10	<10	<10	<10
Sr	44	74	30	151	135	63	43	60	305	184
V	82	133	168	241	277	248	41	50	287	203
Rb	22	69	88	13	19	35	33	<10	<10	40

Tab. III. Analyses des éléments majeurs et de quelques éléments en trace (C.R.P.G., juin 1983).
Massif de Bellecôte, vallée de Champagny - série de Bellecôte - métabasites.

Tab. IIIa

Tab. IIIa	Filons-couches ↑											
	(site 13)	(site 3)						(site 8)			(site 15)	(site 8)
	81.30	81.50	81.51	81.88	81.93	81.98	81.123	82.22	82.26	82.27	82.36	82.28
SiO ₂	48.83	46.27	46.80	46.98	47.11	47.43	48.26	48.76	46.64	46.43	45.63	50.25
Al ₂ O ₃	13.88	15.04	14.98	14.05	15.28	13.55	13.32	14.64	13.73	14.25	13.24	13.90
Fe ₂ O ₃ T	14.49	11.70	11.91	12.94	12.53	15.77	15.00	10.22	15.29	15.20	14.24	12.79
MnO	.24	.21	.21	.23	.21	.25	.27	.20	.24	.24	.24	.26
MgO	6.11	7.51	7.46	6.65	7.27	5.64	5.25	5.62	6.17	6.37	5.68	3.91
CaO	6.76	9.60	9.30	9.39	10.00	9.45	9.02	8.71	8.08	7.28	7.37	6.48
Na ₂ O	3.09	2.53	2.62	3.05	1.81	1.20	.04	3.06	2.77	3.33	3.14	3.90
K ₂ O	.09	.02	.06	.16	.03	.08	.15	.25	.47	.44	1.39	.00
TiO ₂	2.98	2.23	2.14	2.51	2.41	3.12	2.87	1.65	2.92	2.80	2.63	2.42
P ₂ O ₅	.53	.25	.28	.34	.32	.48	.50	.52	.50	.50	.44	.40
P-F	3.42	3.20	3.08	2.80	3.46	3.24	4.93	5.69	3.42	3.32	4.83	6.13
Total	100.42	98.56	98.94	99.10	100.45	100.21	99.61	99.39	100.23	100.16	98.83	100.44
ppm												
Ba	43	35	37	58	35	39	52	152	100	128	365	21
Co	74	109	131	548	112	106	136	89	118	93	68	79
Cr	171	288	260	216	235	87	113	167	163	197	135	28
Cu	24	16	60	46	29	23	40	15	35	<10	<10	<10
Ni	55	105	115	206	96	52	63	51	<10	<10	455	<10
Sr	203	551	546	326	610	471	454	364	273	230	114	166
V	311	284	273	300	278	344	312	251	334	321	308	296
Rb	5	5	5	5	5	5	5	12	14	17	39	10

Tab. IIIb

Tab. IIIb	Filons dans massif basique (Sauvire) Z		Massifs basiques (Sauvire ...) *								Roches blanches	
	(site 6)		(site 6)						(site 14)		(site 6)	
	82.16	82.18	81.65	81.143	82.12	82.14	82.15	82.17	81.139	81.141	82.10	82.11
SiO ₂	49.35	43.74	48.39	46.61	48.35	48.94	48.22	59.1	44.75	45.13	48.61	48.58
Al ₂ O ₃	14.41	22.57	14.80	15.95	13.15	14.67	12.44	14.29	16.07	27.05	21.20	16.61
Fe ₂ O ₃ T	13.78	6.60	10.34	8.77	13.40	12.31	16.47	9.98	10.13	3.82	5.58	9.36
MnO	.22	.10	.20	.14	.23	.20	.26	.13	.17	.06	.10	.16
MgO	3.67	8.18	8.21	10.08	5.26	6.36	3.57	1.81	11.00	3.38	5.58	6.05
CaO	8.21	10.17	9.35	10.61	9.60	9.63	5.96	5.63	10.66	9.89	10.92	10.50
Na ₂ O	4.00	1.60	3.14	2.20	2.97	3.21	3.72	3.3	1.77	1.38	3.43	3.08
K ₂ O	.25	.01	.27	.38	.44	.00	.39	.06	.06	4.26	.70	.30
TiO ₂	2.49	.25	1.08	.59	2.25	2.09	3.08	1.29	.72	.37	.40	1.33
P ₂ O ₅	.23	.05	.06	.04	.14	.113	.18	.4	.01	.00	.00	.00
P-F	3.78	6.01	2.86	3.43	3.03	2.81	5.65	2.52	4.00	3.96	3.43	3.19
Total	100.39	99.28	98.70	98.80	98.82	100.35	99.94	99.51	99.34	99.30	99.95	99.16
ppm												
Ba	64	41	74	86	54	55	97	10	26	807	111	56
Co	58	116	88	99	84	80	62	57	142	46	67	88
Cr	38	129	189	580	29	38	21	<10	226	106	209	332
Cu	66	47	11	5	84	49	>150	30	5	5	51	46
Ni	24	209	57	96	36	47	18	13	155	48	75	55
Sr	213	258	281	212	193	176	90	181	200	257	241	193
V	432	111	303	191	372	323	272	65	179	113	135	264
Rb	14	<10	11	5	12	15	34	<10	5	141	13	<10

Tab. IV. Analyses des éléments majeurs et de quelques éléments en trace (C.R.P.G., juin 1983).
Massif de Bellecôte, vallée de Champagny - série de Mio - métasédiments (IIa) -
métabasites (IVb).

Tab. IVa	Schiste noir ●	Schistes gris ▲				Grès ■			
	(site 9)	(site 9)				(site 9)			
	82.46	82.39	82.40	82.47	82.49	81.138	82.41	82.43	82.44
SiO ₂	56.06	57.69	57.44	67.46	54.94	64.26	66.08	69.72	69.87
Al ₂ O ₃	17.24	17.48	17.94	13.43	18.64	14.13	13.79	12.71	12.91
Fe ₂ O ₃ T	7.34	7.73	8.20	4.75	9.06	5.32	5.15	4.25	3.91
MnO	.11	.13	.14	.08	.14	.08	.10	.07	.07
MgO	3.08	3.05	3.37	1.79	3.66	2.58	2.03	1.68	1.48
CaO	2.08	2.61	1.66	2.50	1.66	2.21	2.82	2.21	2.15
Na ₂ O	3.42	3.22	3.55	3.92	2.83	3.76	3.89	4.18	4.23
K ₂ O	2.76	2.66	2.75	1.60	3.46	1.64	1.62	1.31	1.26
TiO ₂	.80	.88	.88	.70	.97	.69	.76	.62	.63
P ₂ O ₅	.15	.20	.20	.08	.15	.17	.09	.07	.04
P-F	4.59	4.75	4.23	3.62	4.00	3.80	3.95	3.08	2.48
Total	99.64	100.40	100.36	99.93	99.51	98.74	100.28	99.90	99.03
<u>ppm</u>									
Ba	559	535	530	449	785	491	568	439	437
Co	46	74	57	71	24	49	108	106	141
Cr	96	94	101	63	111	79	72	55	54
Cu	36	45	40	<10	47	5	<10	<10	<10
Ni	<10	<10	<10	<10	<10	46	31	<10	<10
Sr	72	111	72	103	130	150	117	118	159
V	152	152	146	105	174	115	110	80	86
Rb	91	96	104	45	125	53	55	36	37

Tab. IVb	Roches vertes ◆ (tufs, prasinites...) (site 9)		Filons-couches ↑ (site 9)				
		81.73	81.116	82.42	82.48	81.117	82.45
SiO ₂	56.16	65.83	44.29	46.56	47.27	46.81	46.43
Al ₂ O ₃	18.26	13.67	13.66	12.36	14.28	15.21	14.53
Fe ₂ O ₃ T	8.64	4.75	14.26	15.59	11.95	11.69	12.42
MnO	.12	.10	.29	.26	.23	.22	.21
MgO	3.78	2.12	6.35	4.39	6.69	7.44	7.07
CaO	.74	2.69	7.05	7.63	8.67	7.63	8.73
Na ₂ O	4.63	4.47	2.71	2.31	3.78	3.79	3.23
K ₂ O	1.92	1.34	.14	.03	.20	.53	.07
TiO ₂	.94	.67	2.78	3.27	1.96	1.67	2.31
P ₂ O ₅	.20	.13	.30	.57	.27	.19	.35
P-F	3.33	3.63	7.62	6.23	4.74	4.77	4.36
Total	98.72	99.40	99.45	99.20	100.04	99.95	99.71
<u>ppm</u>							
Ba	443	990	164	28	47	196	37
Co	63	49	142	93	70	65	76
Cr	108	59	202	51	227	236	268
Cu	22	13	20	64	11	<10	44
Ni	71	32	71	<10	67	2168	497
Sr	54	97	221	329	328	271	262
V	161	106	308	327	263	250	273
Rb	66	43	<10	<10	5	15	<10

Tab. V. Analyses des éléments majeurs et de quelques éléments en trace (C.R.P.G., juin 1973).
Massif de Bellecôte, vallée du Ponturin - métasédiments (Va) - métabasites (Vb).

Tab. Va	Schistes & quartzites ⊕				Gneiss leucocrates Y		
	(site 10)			(site 11)	(site 10)		
	G82.125	G82.127	G82.128	G82.134	G 82.115	G82.119	G82.121
SiO ₂	92.85	64.78	62.48	61.18	76.41	87.23	76.58
Al ₂ O ₃	3.12	15.10	16.01	16.75	11.89	5.16	12.31
Fe ₂ O ₃ T	1.35	6.02	6.31	6.68	1.97	1.72	2.17
MnO	.03	.09	.09	.10	.04	.04	.03
MgO	.29	2.57	2.44	3.09	.35	.72	.92
CaO	.09	1.37	1.18	.08	.60	.25	.00
Na ₂ O	.00	4.02	4.14	3.40	5.36	1.41	4.71
K ₂ O	.92	1.99	2.03	2.49	.86	.74	1.81
TiO ₂	.16	.80	.80	.93	.15	.18	.17
P ₂ O ₅	.00	.11	.11	.50	.00	.37	.00
P-F	1.14	2.59	2.93	3.51	1.02	.83	1.04
Total	99.95	99.44	98.52	98.71	98.65	98.65	99.94
<u>ppm</u>							
Ba	117	476	506	643	243	210	411
Co	150	51	56	64	93	150	124
Cr	16	90	51	5	5	5	5
Cu	5	5	21	26	5	5	5
Ni	36	53	50	53	28	33	16
Sr	5	100	45	37	44	5	14
V	5	130	126	160	29	5	5
Rb	19	51	61	63	19	13	46

Tab. Vb	Prasinites s.l. ◆			Filons-couches			Massif basique du Friolin ★	
	(site 10)			(site 11)			(site 11)	
	G82.116	G82.118	G82.120	G82.126	G82.130	G82.131	G82.132	G82.133
SiO ₂	50.89	53.48	49.11	48.69	47.83	47.11	49.69	51.84
Al ₂ O ₃	17.06	16.26	17.69	13.72	12.74	14.10	19.53	19.06
Fe ₂ O ₃ T	11.77	8.10	10.69	13.58	16.15	13.37	7.10	7.51
MnO	.22	.14	.18	.22	.27	.20	.12	.13
MgO	4.25	4.75	4.31	5.33	4.93	6.44	5.67	4.47
CaO	4.94	7.20	9.72	9.45	9.72	9.67	8.42	8.13
Na ₂ O	3.64	4.24	4.09	2.80	1.20	2.64	3.92	3.67
K ₂ O	1.25	1.01	.24	.06	.09	.62	.39	1.03
TiO ₂	2.00	1.23	1.56	2.41	3.16	2.34	.77	1.01
P ₂ O ₅	.39	.44	.09	.34	.79	.67	.00	.09
P-F	3.30	2.17	2.30	4.49	3.25	2.80	3.10	2.70
Total	99.71	99.02	99.98	100.49	100.04	99.96	98.71	99.64
<u>ppm</u>								
Ba	340	230	46	28	74	224	104	212
Co	81	77	111	107	124	111	68	80
Cr	5	143	152	175	35	198	107	63
Cu	5	5	5	5	32	27	5	5
Ni	22	19	70	65	64	92	28	26
Sr	266	244	425	272	428	404	353	342
V	215	206	223	268	333	273	153	158
Rb	31	24	5	5	12	15	5	21

Tab. VI. Analyses des éléments majeurs des métasédiments et des metabasites de Vanoise septentrionale d'après les données de F. ELLENBERGER (1958) et J. BOCQUET (1974).

	Micaschistes ○ (Série de Bellecôte)		Arkose (Mio) ■	Prasinites (Série de Mio) ◆		Roches basiques (Série de Bellecôte) * (Friolin) *			
	-J. Bocquet, 1974-			-F. Ellenberger, 1958-					
	B.576	B.603	E 17	E 14	E 18	E 12	E 13	E 16	E 15
SiO ₂	65.05	53.00	68.75	46.00	44.75	47.70	48.30	51.00	54.70
Al ₂ O ₃	14.70	22.00	15.10	17.40	14.05	17.95	13.05	17.50	17.20
Fe ₂ O ₃	4.15	2.75	.93	.45	4.20	.30	7.65	3.60	3.50
FeO	2.00	4.40	3.00	10.25	10.50	3.08	9.80	7.30	6.00
MnO	0.10	0.10	.09	.17	.28	.09	.35	.17	.14
MgO	2.55	4.65	1.47	6.25	6.90	8.80	3.80	4.70	4.20
CaO	2.40	0.50	1.26	8.40	4.95	15.10	5.45	9.35	3.80
Na ₂ O	3.80	1.85	4.65	2.00	3.60	1.70	2.90	2.00	5.50
K ₂ O	1.85	5.10	1.50	.60	.70	.60	.60	.35	.15
TiO ₂	0.80	0.75	.60	2.85	2.25	.40	4.00	1.30	1.20
P ₂ O ₅	0.20	0.25	.12	.74	.47	.12	.35	.25	.54
H ₂ O ⁺	2.40	4.15	.50	1.25	.55	.48	.40	.14	.40
H ₂ O ⁻	0.30	0.10	1.25	2.50	3.50	1.30	3.00	3.00	2.50
Total	100.30	99.60	99.22	98.86	96.70	97.62	99.65	100.79	99.83
P-F			2.11	5.50	6.80	3.45	4.30	3.10	2.90

EXAMEN DES RÉSULTATS GÉOCHIMIQUES.

1. PRESENTATION DES RESULTATS.

Les tableaux d'analyses ont été dressés en fonction des types de roches. Les symboles utilisés dans les diagrammes sont donnés en légende des tableaux.

2. DISTRIBUTION DES ELEMENTS.

2.1. DANS LES METASEDIMENTS.

* Remarques :

Sont considérées comme métasédiments les roches comprenant des termes schisteux, catégorie regroupant les schistes noirs parfois charbonneux et les schistes gris (ou schistes cendrés), et les roches dont le caractère détritique assez grossier est évident à l'oeil nu (présence de clastes argileux) et méritent, de par leur composition minéralogique impure, le nom de grauwackes. Le terme grès a été appliqué aux roches présentant une texture de grain plus homogène.

Les compositions en pourcentage d'oxydes de l'ensemble de ces roches sont assez homogènes. On constate quelques particularités :

- le pourcentage en Al_2O_3 et SiO_2 est élevé dans tous les schistes ($15 \% < Al_2O_3 < 12 \%$) ;

- ces schistes sont également riches en Fe_2O_3 ; beaucoup présentent des teneurs à 6-7 % ;

Il est à noter que le fer apparaît dans les métasédiments de Vanoise septentrionale sous sa forme réduite dans la pyrite et/ou l'ilménite ;

- le pourcentage en MgO est faible ($1 \% < MgO < 3 \%$) ;

- le calcium, avec des teneurs à 1-1,5 % sur l'ensemble des échantillons, est également faible. On peut d'ailleurs noter que les sédiments en dehors des grauwackes et de quelques grès ($CaO = 2.3 \%$ au plus) contiennent assez peu d'épidote (seul minéral ici porteur de CaO). Une exception : l'échantillon de grauwacke 80.96 présente un pourcentage en CaO de 7,14 % ; celui-ci est lié à des recristallisations de calcite dans des filonnets tardifs.

La même tendance à la pauvreté affecte K_2O . Dans les schistes, celui-ci n'excède pas 3 %. Il augmente, semble-t-il, lorsque la teneur en calcium diminue et est presque toujours inférieure à Na_2O .

- la soude est anormalement élevée dans les schistes et grès ($4 \% < Na_2O < 5-6 \%$ dans les grès ; dans les grès de la Chataigneraie -Massif Central français- pris comme référence de série grésopélimitique "normale" n'ayant subi aucune interférence volcanique, cette teneur est comprise entre 2 % et 3 %).

Ces teneurs sont cependant comprises dans les valeurs moyennes des grauwackes (grès et siltstones) dérivées de sources basiques. Dans les métasédiments de Vanoise septentrionale, Na est totalement lié à l'albite.

Au sein des éléments en trace, on note surtout les teneurs en Sr , anormalement faibles pour des schistes et grès ($15 < Sr < 200$).

Les deux analyses de métasédiments extraites de la thèse de J. BOCQUET (1974) sont tout à fait comparables aux analyses de schistes de cette étude. Le caractère "sodique" n'est marqué que pour l'échantillon B.576. En contre-partie, l'échantillon B.603 montre une teneur en potassium élevée ($K_2O > 5 \%$).

De leur côté, les métasédiments de la vallée du Ponturin, montrent des résultats très proches de ceux enregistrés dans les schistes de Champagny. Une exception, l'échantillon G.82.125 donne la composition d'un quartzite. Ce faciès existe également sur le terrain d'étude, mais il n'a pas fait l'objet d'un échantillonnage géochimique.

2.2. DANS LES ROCHES VERTES, "PRASINITES" ET AUTRES DERIVES IGNES.

Les observations de terrain ont permis d'élaborer une classification des différentes roches vertes dont la géochimie va préciser la nature. On a distingué :

a). Les filons-couches.

Ce sont des "bancs" décimétriques à métriques de roches cryptogrenues à microgrenues, intercalés dans les métasédiments. Les contacts sont en général nets. On note l'absence de structure de recoupement (dykes).

b). Les corps basiques "stratifiés" du type Sauvire.

On y observe l'association de roches vertes grenues (métagabbros) et de roches grisâtres ou blanc verdâtre (faciès clair à épidote-plagioclase). Des faciès intermédiaires entre ces deux types principaux peuvent exister. Quelques filons recoupent ces corps magmatiques. Les deux échantillons prélevés dans le massif du Friolin (vallée du Ponturin) présentent des compositions sensiblement différentes de celles des échantillons de la Sauvire.

c). Les roches vertes d'origine incertaine (prasinites, tufs...) et les roches blanches associées.

Sur le terrain, il s'agit presque toujours de roches chloritoschisteuses, finement rubanées. Certaines d'entre elles montrent parfois une vague structure magmatique. D'autres ont un aspect plus quartzeux et présentent alors une teinte blanchâtre.

Ces différentes roches sont en général associées à des niveaux de roches blanches, très schisteuses, parfois légèrement verdies. Ces roches sont tantôt des quartzites phylliteux vrais (les Creux de la Laisille), tantôt de gneiss leucocrates (vallée du Ponturin). Il semblerait qu'il s'agisse de niveaux distincts intercalés dans les roches vertes. Il est à noter que ces associations se cantonnent surtout à la partie nord de la zone échantillonnée (Fig. 32).

* Géochimie des roches blanches.

L'examen des données géochimiques permet de bien séparer chimiquement les roches blanches des roches vertes chloriteuses. Elles présentent en effet les compositions de quartz-kératophyres (éch. G.82.115 ; G.82.121) dont les caractéristiques sont des teneurs en :

- silice >68 % (ici SiO₂ > 75 %) ;
- alumine toujours < 14 % (Al₂O₃ : 5 - 12 %) ;
- fer, voisines de 2 % ;
- magnésium = 0,5 % ;
- calcium comprises entre 1 et 2 % (CaO ici < 1 %) ;
- sodium variables = 4-5 à 6 % ;
- potassium variables mais généralement < 0,5 % et titane < 0,4 %.

Les teneurs des éléments en traces tels Ni, Cr, Co, Rb, sont généralement très faibles (0 à 50 ppm). Sr est également faible (<150 ppm (ici Sr <40 ppm).

Les échantillons 82.83 et 82.24 inclus dans les roches vertes chlorito-quartzieuses, d'origine incertaine de la série de Bellecôte (et situées entre Friburge et Laisonnay) appartiennent à cet ensemble.

L'échantillon G.82.119 prélevé avec les méta-quartz-kératophyres dans le fond de la vallée du Ponturin présente quant à lui une composition de quartzite pur de type jaspe. Il est comparable en cela à l'échantillon G.82.125 prélevé dans le Nant-Benin (vallée du Ponturin) considéré comme un métasédiment.

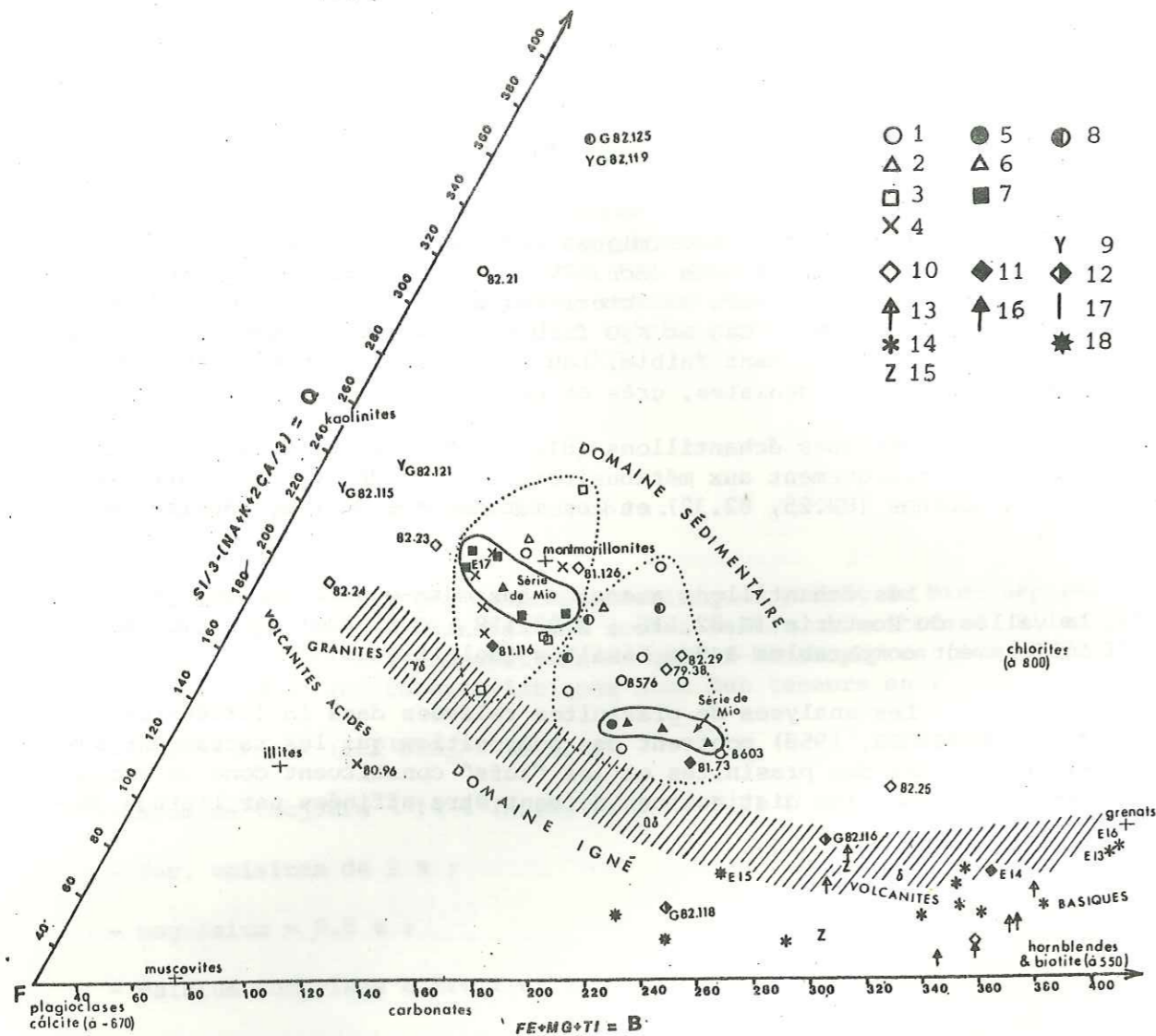
* Géochimie des prasinites et "tufs".

Les données géochimiques indiquent clairement qu'il s'agit en majorité de métasédiments (éch. 79.38, 81.73, 81.116, 81.126, 82.29). On retrouve en effet leurs caractéristiques chimiques : SiO₂ > 60 %, Al₂O₃ = 15-18 %, MgO, CaO et K₂O faibles ; Na₂O légèrement élevé (Na₂O = 3-4 %) ; Sr anormalement faible. Leur étude doit donc être abordée en même temps que les schistes, grès et grauwackes.

Quelques échantillons (81.128, 82.25, 82.32) s'apparentent cependant chimiquement aux metabasites. Ils se répartissent entre les filons-couches (82.25, 82.32) et les métagabbros du type Sauvire (81.128).

Les échantillons associés aux méta-quartz-kératophyres de la vallée du Ponturin (G.82.116 ; G.82.118 ; G.82.120) sont plus particulièrement comparables à des basaltes tholéitiques.

Les analyses de prasinites relevées dans la littérature (F. ELLENBERGER, 1958) montrent des compositions qui les rattachent aux filons-couches des prasinites et les "tufs" constituent donc un groupe hétérogène dont les distinctions doivent être affinées par l'étude géochimique.



- | | | |
|------|------|------|
| ○ 1 | ● 5 | ⊙ 8 |
| △ 2 | ▲ 6 | |
| □ 3 | ■ 7 | |
| × 4 | | Y 9 |
| ◇ 10 | ◆ 11 | ◇ 12 |
| ↑ 13 | ↑ 16 | 17 |
| * 14 | | ★ 18 |
| Z 15 | | |

Diag. 2. Diagramme pour la recherche des survivances géochimiques.

Légende des symboles :

- Série de Bellecôte : 1. schistes noirs, 2. schistes gris, 3. grès, 4. grauwackes, 10. "prasinities" s.l., 13. filons-couches, 14. corps basiques "stratifiés", 15. filons dans les corps basiques "stratifiés".
 Série de Mio : 5. schistes noirs, 6. schistes gris, 7. grès, 11. "prasinities" s.l., 16. filons-couches.
 Vallée du Ponturin : 8. schistes et quartzites, 9. gneiss leucocrates, 12. "prasinities" s.l., 17. filons-couches, 18. corps basiques "stratifiés".

CARACTERISATIONS GÉOCHIMIQUES DES ROCHES DE VANOISE SEPTENTRIONALE.

Un examen global de la composition est effectué dans le diagramme Q-F-B (Diag. 2).

Le report des points représentatifs des metabasites et des métasédiments dans ce diagramme ne montre pas de recouvrement des deux champs. Quelques commentaires sont néanmoins nécessaires à propos de ce diagramme.

- dans le domaine igné, les échantillons du massif de Friolin s'isolent avec l'échantillon G.82.118 de l'ensemble des metabasites, conformément à leur composition à dominante calco-alcaline. De leur côté, les quartz-kératophyres se situent bien à la limite extrême du domaine acide.

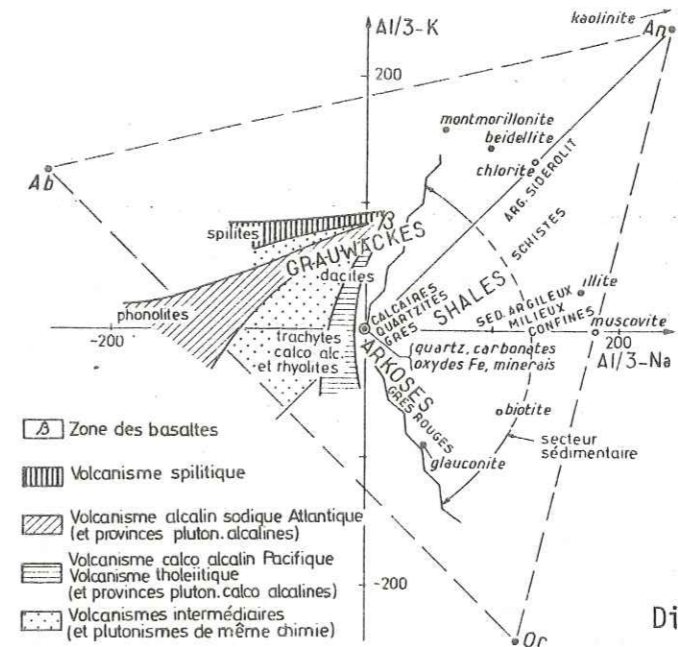
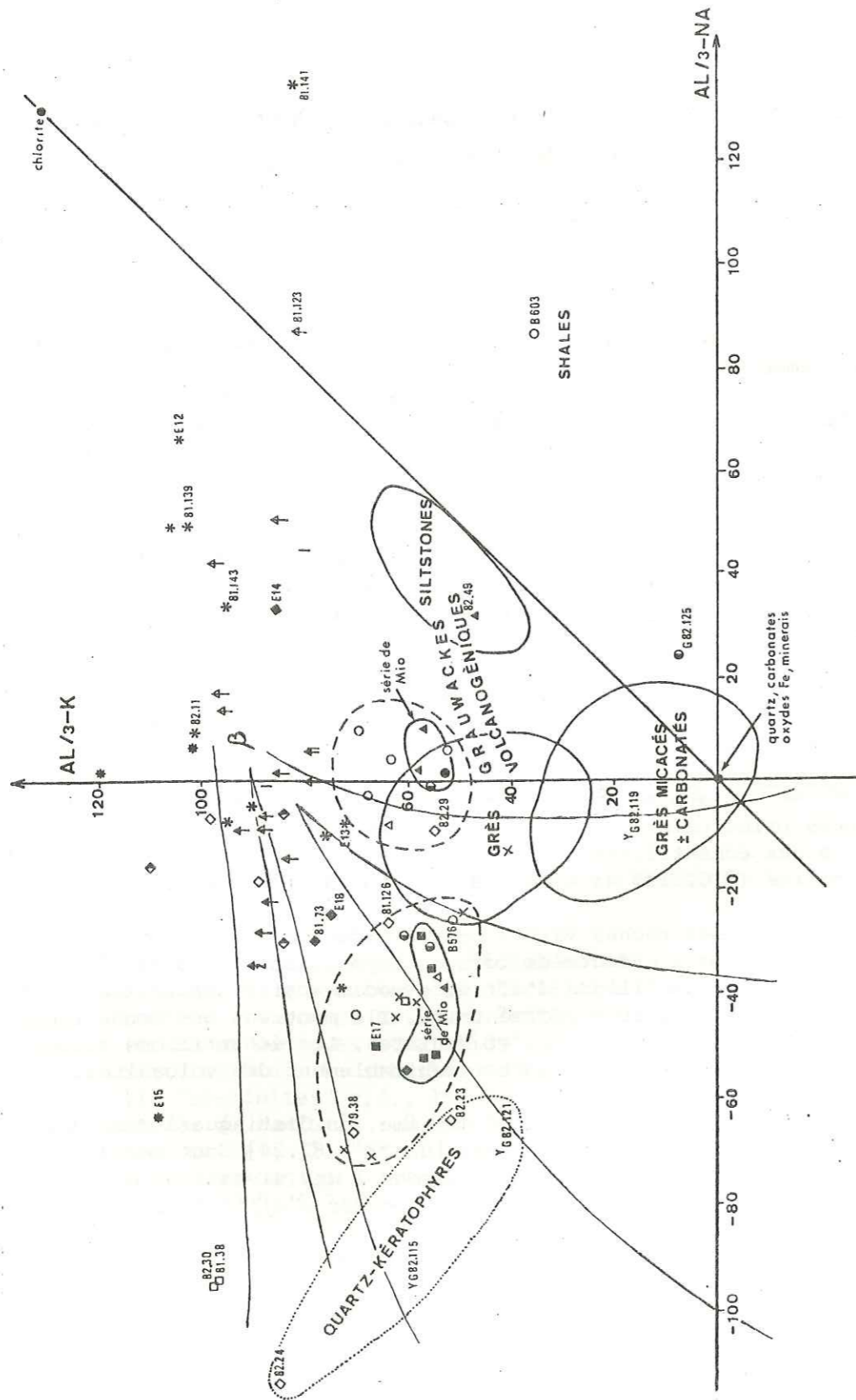
- dans le domaine sédimentaire, deux champs apparaissent nettement, conformément à la distinction grès-schistes. Ces deux champs sont centrés sur les grès et schistes de Mio.

La position de l'échantillon 80.96 en marge des deux tendances principales résulte de sa richesse en filonets calcitiques ; celle des échantillons 82.21, G.82.125, G.82.119 de leur teneur élevée en silice (G.82.125 et G.82.119 sont des quartzites purs).

Les roches vertes prasinitiques s.l. se distribuent selon les distinctions effectuées lors du dépouillement des résultats géochimiques. Les échantillons d'affinité sédimentaire apparaissent effectivement dans le domaine sédimentaire. Ils montrent une bonne répartition entre les deux groupes grès et schistes. Les échantillons situés dans le champ des metabasites sont indubitablement des volcanites.

A la suite de ce diagramme, on distinguera donc des *prasinities vraies* (ou métavolcanites) [82.23 ; 82.24] dont certaines (G.82.116 ; G.82.120) peuvent être associées à des niveaux de quartz kératophyres [G.82.115 ; G.82.121] et des *roches d'affinité sédimentaire* [79.38 ; 82.29 ; 81.73].

Diag. 3b.



Diag. 3a.

Diag. 3 : Diagramme Al, NA, K

- 3a. Disposition générale des associations volcaniques ; leur opposition par rapport aux associations sédimentaires ;
- 3b. Situation des métasédiments et metabasites de Vanoise septentrionale. En traits pleins : domaines de référence d'après J-C. GUEZOU (inédit) ; En tireté : enveloppes des groupes grès et schistes de Vanoise septentrionale.

Pour l'étude du comportement géochimique différentiel, le diagramme de Na, K et Al (Diagramme 3) permet de préciser les tendances de différenciation magmatique et sédimentaire. Il disperse très largement les plagioclases et les feldspaths potassiques ; les roches calcaires se déplaçant entre l'origine des axes (carbonates purs) et le pôle anorthite. Les marnes se situent entre carbonates purs et shales (mélanges calcaire-argile). On peut faire trois remarques sur la position des roches de Vanoise septentrionale dans ce diagramme :

- l'ensemble des métavolcanites s'étale légèrement à partir du champ des basaltes ; les termes grenus palgioclasiques sont déplacés vers la droite albite-anorthite. L'enrichissement en Na caractéristique des spilites n'est pas très marqué.

Au total, l'ensemble igné ne semble pas avoir subi de modifications chimiques notables postérieurement à la différenciation magmatique ;

- les quartz-kératophyres (82.23, 82.24, G 82.115, G 82.121) sont bien dans le champ de la position kératophyrique, éloigné de celui des métasédiments quartzitiques ;

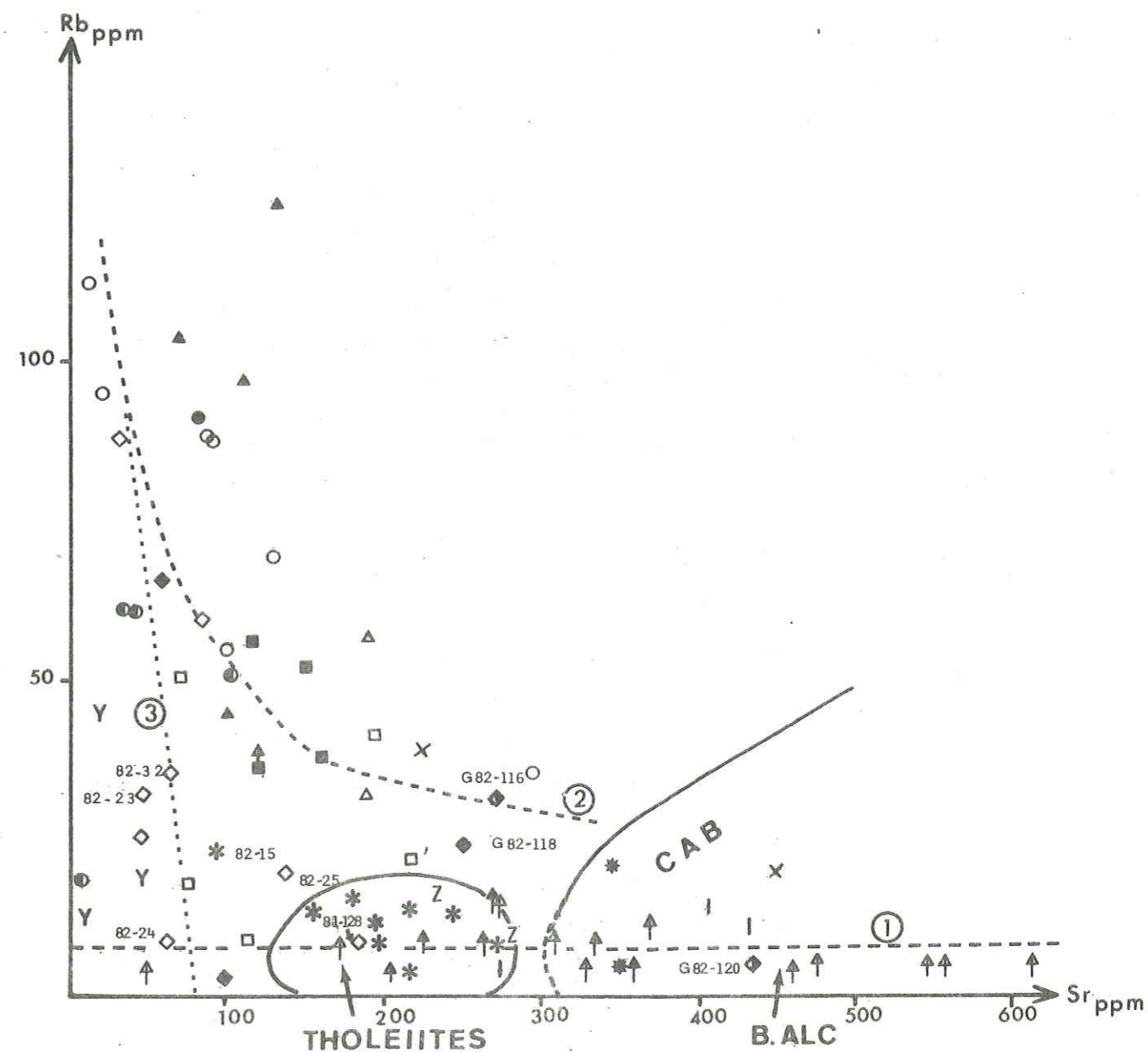
- dans les métasédiments, les deux groupes pétrographiques, grès et schistes, accessoirement les grauwackes et les chlorito-schistes ("prasinites" d'affinité sédimentaire) sortent totalement des domaines des grès et des shales, mais aussi des grauwackes volcanogéniques (sédiments sodi-calciques). Les grauwackes échantillonnées sont peu quartzueuses, et surtout peu calciques sauf l'échantillon 80.96 qui contient des filonnets de calcite. L'ensemble des métasédiments est déplacé vers le pôle albite ; Na est aussi abondant que dans les grauwackes volcanogéniques (dérivés de sources basiques - domaines de référence d'après J-C. GUEZOU, inédit), alors que K est déficitaire dans les schistes analysés.

L'enracinement des grès-schistes dans le domaine igné apparaît comme la caractéristique principale des métasédiments. Pour cette raison, il convient d'essayer de faire la part entre ce qui revient aux phénomènes sédimentaires et à l'héritage lié à la composition de la source.

Le diagramme 4 étudie le comportement de Rb et Sr dans les métasédiments et les metabasites de Vanoise septentrionale.

Dans ce diagramme, il y a opposition assez nette entre ce qui est métavolcanite et ce qui apparaît comme métasédiment. Le champ des prasinites *s.l.* se distingue également du champ de répartition des métasédiments.

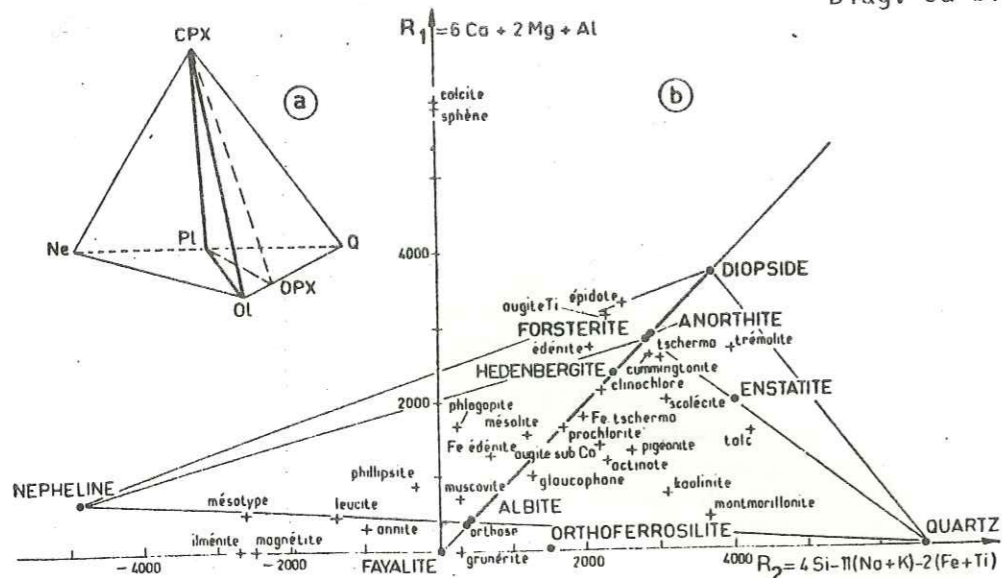
Les points représentatifs des filons-couches se différencient des points relatifs aux corps basiques "stratifiés". Les teneurs en Sr sont beaucoup plus élevées dans les roches filoniennes. Dans les massifs, seuls les cumulats plagioclasiques présentent des teneurs en Sr assez élevées ($Sr > 200$ ppm).



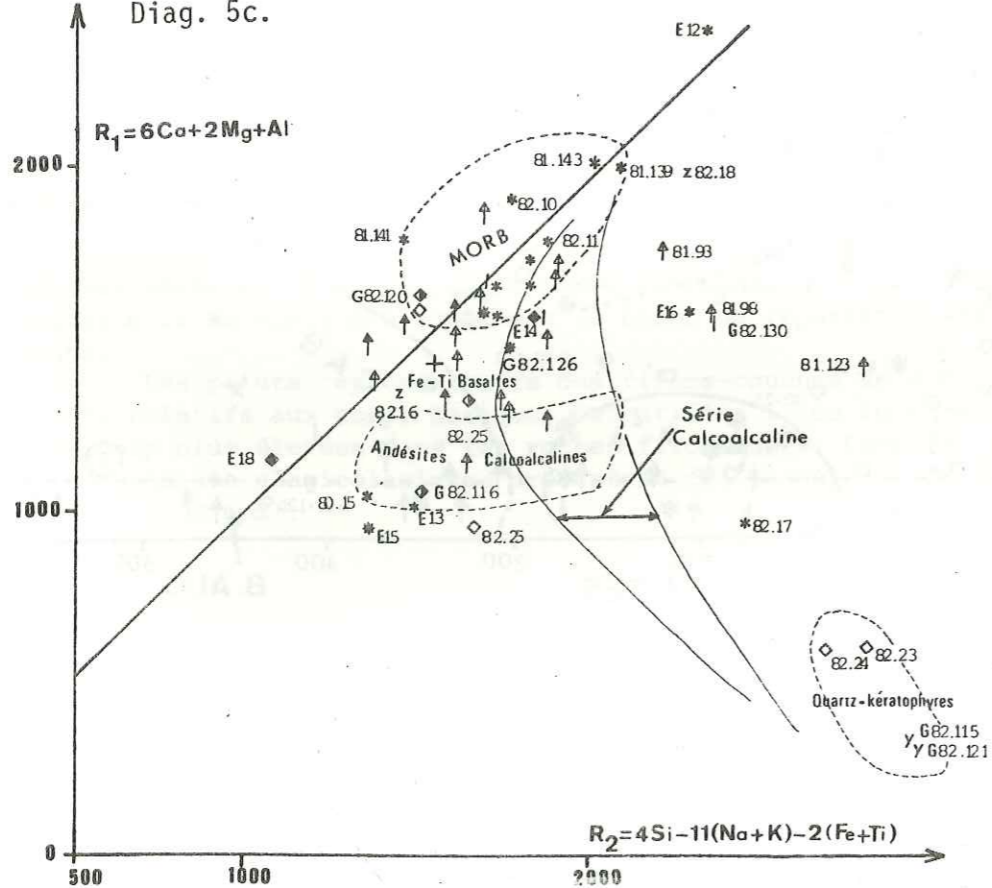
Diag. 4. Variations des teneurs en Sr en fonction des teneurs en Rb dans les métasédiments et les metabasites de Vanoise septentrionale.

- Courbes des variations moyennes de Rb/Sr :
1. dans les métabasites
 2. dans les métasédiments
 3. dans les prasinites.

Diag. 5a-b.



Diag. 5c.



Diag. 5. Composition chimique des métabasites dans le diagramme de H. de la ROCHE et J. LETERRIER (1973), projection du tétraèdre de YODER et TILLEY sur le plan critique de la sous-saturation en silice.

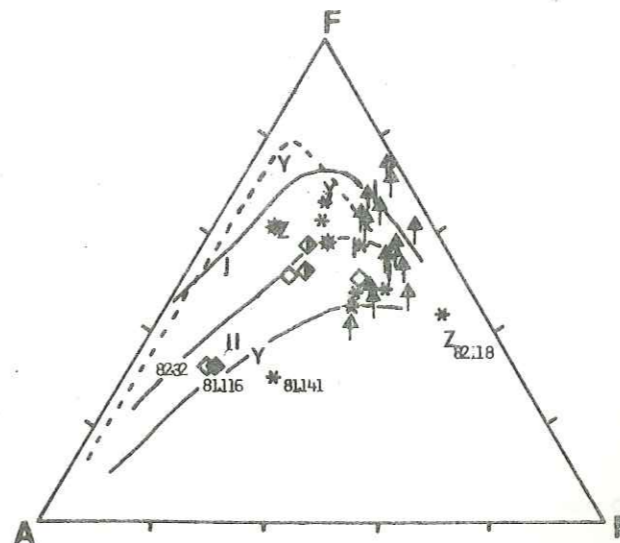
ORIGINE DES ASSOCIATIONS BASIQUES.

La composition chimique des métabasites de Vanoise septentrionale est étudiée dans un premier temps dans le *diagramme de classification chimique des volcanites* (Diag. 5). Les paramètres R_1 - R_2 permettent de séparer les grandes souches basaltiques et les termes de différenciation issus de chacune d'entre elles (alcalines, tholéiitiques, calco-alcalines).

L'ensemble des échantillons des métabasites occupe pour l'essentiel le champ de différenciation des lignées tholéiitiques (la Sauvire) avec un décalage vers le domaine des basaltes enrichis en fer (Ti-Fe basaltes et gabbros-andésibasaltes tholéiitiques) et des termes transitionnels (tholéiites intraplaques). Les filons-couches occupent la majeure partie de ce domaine avec quelques points dispersés vers les valeurs élevées de R_1 - R_2 ; c'est-à-dire, en direction du domaine des cumulats ultrabasiques.

Un dernier domaine se distingue des précédents mais ne comporte que quelques échantillons disparates correspondant à des compositions d'andésites calco-alcalines.

Le diagramme AFM (Diag. 6), présenté ici à titre de référence "classique" ne fait que confirmer la dominante tholéiitique de l'échantillonnage et l'existence de termes à caractères cumulatifs parmi les filons couches (olivines-oxydes - déplacement vers le joint FeO-MgO) et dans le massif de la Sauvire (cumulats feldspathiques).

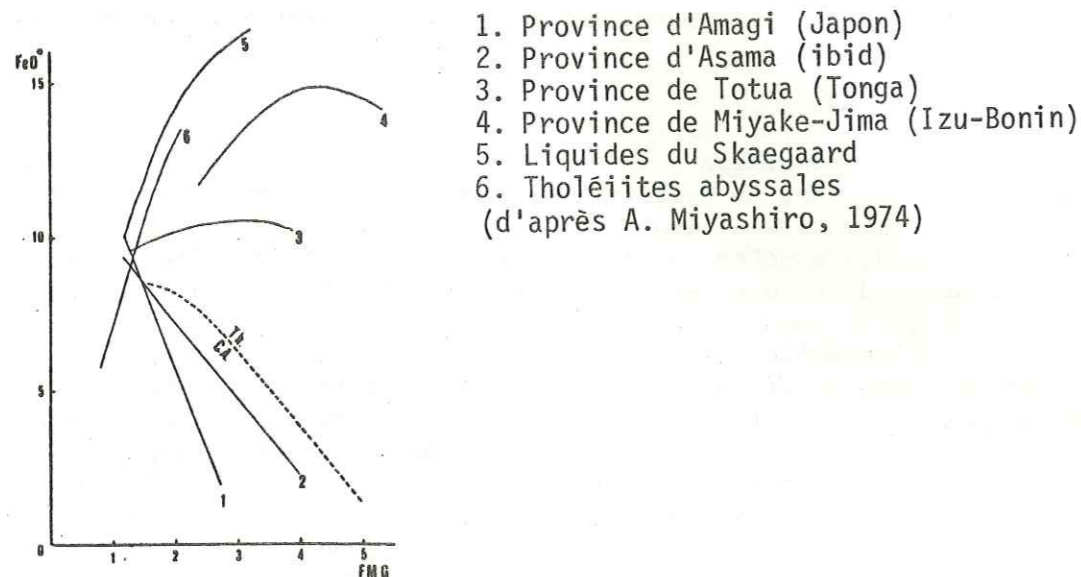


Diag. 6 : Composition chimique des métabasites dans le diagramme AFM (A : Na_2O+K_2O ; F : FeO^t ; M : MgO exprimés en pourcentage d'oxydes).

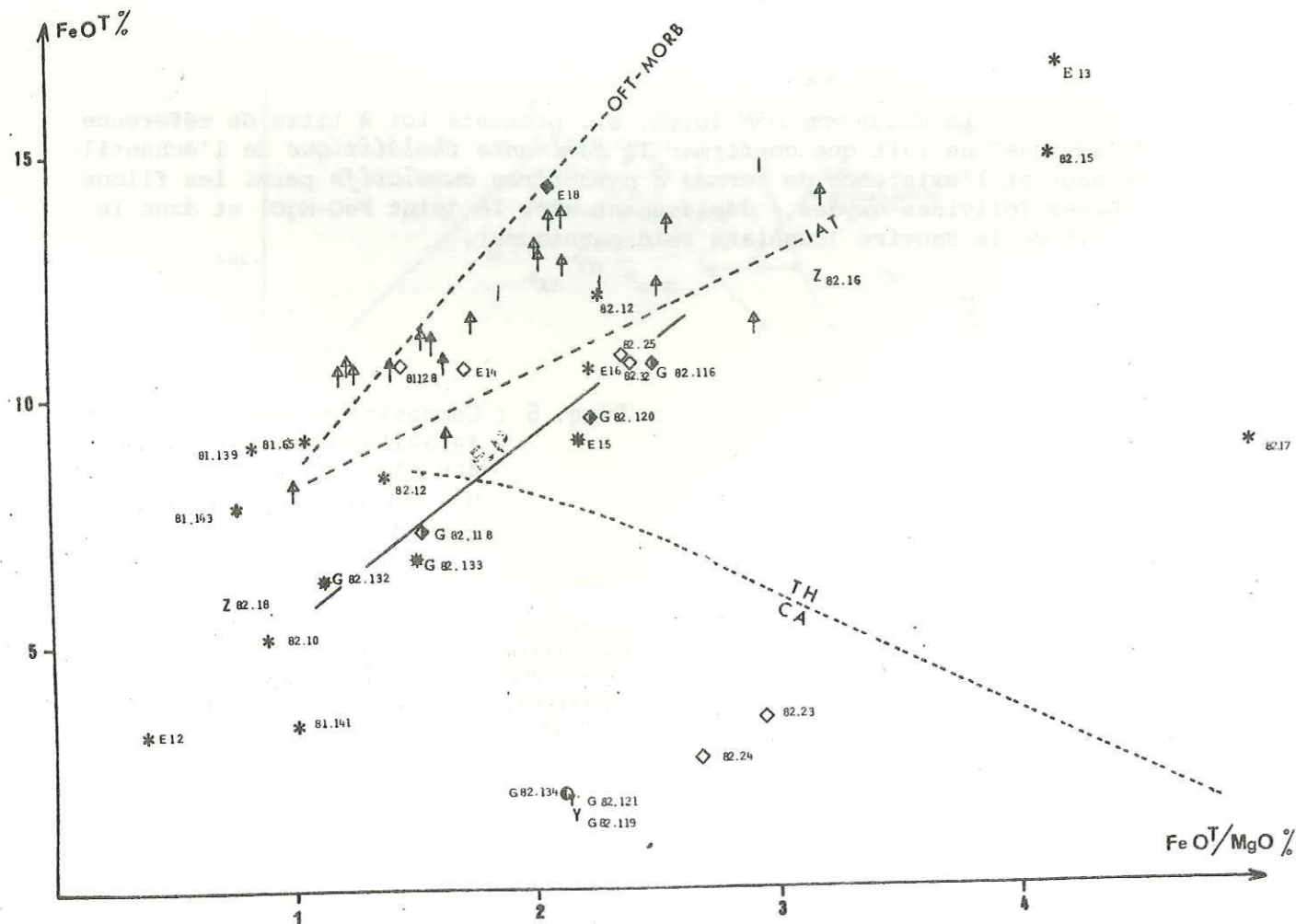
La courbe I indique la position de la série tholéiitique, la courbe II, celle de la série calco-alcaline du Japon (d'après Kuno, 1968). En tireté, la série tholéiitique du Skaergaard au Groënland (in M. GIROD, 1978).

Diag. 7. Variations de FeO^t/MgO en fonction de FeO^t dans les metabasites de Vanoise septentrionale.

F-P : lignée Friolin - Ponturin.



1. Province d'Amagi (Japon)
 2. Province d'Asama (ibid)
 3. Province de Totua (Tonga)
 4. Province de Miyake-Jima (Izu-Bonin)
 5. Liquides du Skaegaard
 6. Tholéiites abyssales
- (d'après A. Miyashiro, 1974)



Dans le diagramme des variations de FeO^t/MgO en fonction de FeO^t (Diag. 7), la distribution des points s'effectue :

- sur la tendance tholéititque du type OFT-IAT pour les échantillons prélevés dans le corps magmatique de la Sauvire ; ceux-ci sont marqués par un enrichissement en fer avec élévation du rapport FeO^t/MgO et par la présence de termes cumulatifs pauvres en ferro-magnésiens (dérivés vers les faibles teneurs en FeO^t).

- sur la tendance des tholéiites intra-plaques pour la majorité des filons-couches ; cette tendance est pratiquement confondue avec la lignée tholéititque "normale" sur ce diagramme (elle s'en distingue beaucoup mieux sur les diagrammes faisant intervenir le titane).

La tendance F.P (Friolin-Ponturin) doit être rangée dans le domaine calco-alcalin malgré sa position ambiguë à la limite des domaines tholéititque et calco-alcalin. L'argument principal invoqué pour cette interprétation est la teneur très élevée de ces roches en alumine pour des valeurs de Si également élevées. ($Al_2O_3 = 18$ à 20% ; $SiO_2 = 49$ à 52%).

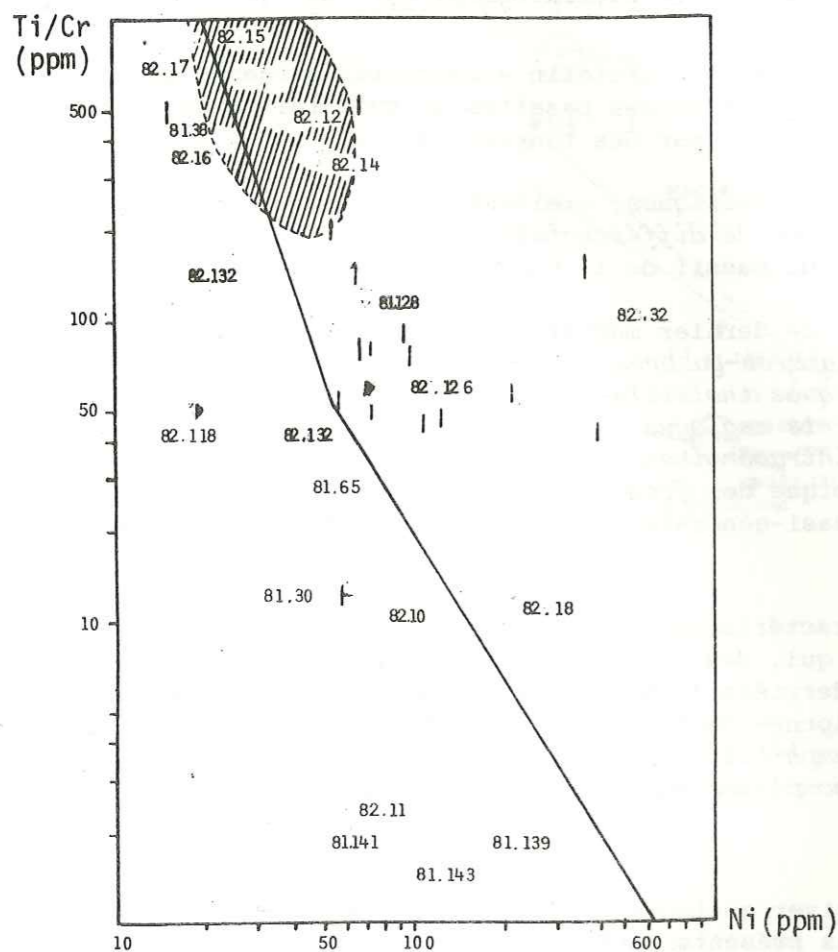
L'analyse E 16, avec ses 51 % de SiO_2 , ses teneurs en Al_2O_3 , Fe_2O_3 et MgO plus faibles ($Al_2O_3 = 17,5\%$; $Fe_2O_3^t = 3,6\%$; $MgO = 4,7\%$) présente une composition s'apparentant à celle d'une andésite.

La représentation graphique $Ti-Mg/Fe + Mg$ (Diag. 8) permet de bien combiner les deux diagrammes classiques de A. MIYASHIRO (1974). Les lignes de différenciation classiques ainsi que les points moyens des différents types basaltiques ont été faits à partir de compilations bibliographiques.

En regard, cette fois, des teneurs en titane :
- les filons-couches se situent clairement dans le champ des tholéiites intraplaques ($TiO_2 > 2\%$) et viennent franger le domaine des basaltes alcalins des îles intra-océaniques ;

- Les termes du massif de la Sauvire et quelques filons-couches se disposent sur la lignée de différenciation des tholéiites (OFT). Les cumulats qui correspondent aux roches grenues claires piquetées d'amphiboles et caractérisées par des teneurs élevées en plagioclases calciques (cf. position des échantillons dans R_1-R_2 vers les points figuratifs des plagioclases calciques), présentent des teneurs assez variables en ferro-magnésiens en fonction de l'évolution magmatique et des relations géométriques de la séquence cumulative. Les types pétrographiques vont depuis des termes pratiquement anorthositiques (caractérisés notamment par leurs teneurs en

81-143 pouvant être liées au piégeage d'un liquide ferro-gabbroïque dont la cristallisation plus tardive a donné naissance aux ferro-gabbros.



Diag. 9. Diagramme de discrimination entre les tholéiites d'arc (IAT) et les tholéiites de la croûte océanique (OFT).

Les filons-couches tholéiitiques qui résultent d'un liquide produit à partir d'un faible taux de pression partielle, montrent d'importantes variations de Ni en relation avec des tendances cumulatives de l'olivine qui tiennent vraisemblablement aux caractères de leur mise en place (sills - dykes ?) ; la différenciation par cristallisation fractionnée étant dans l'ensemble peu sensible. Ce dernier point exclut une filiation entre les complexes stratifiés de type Sauvire et les filons-couches.

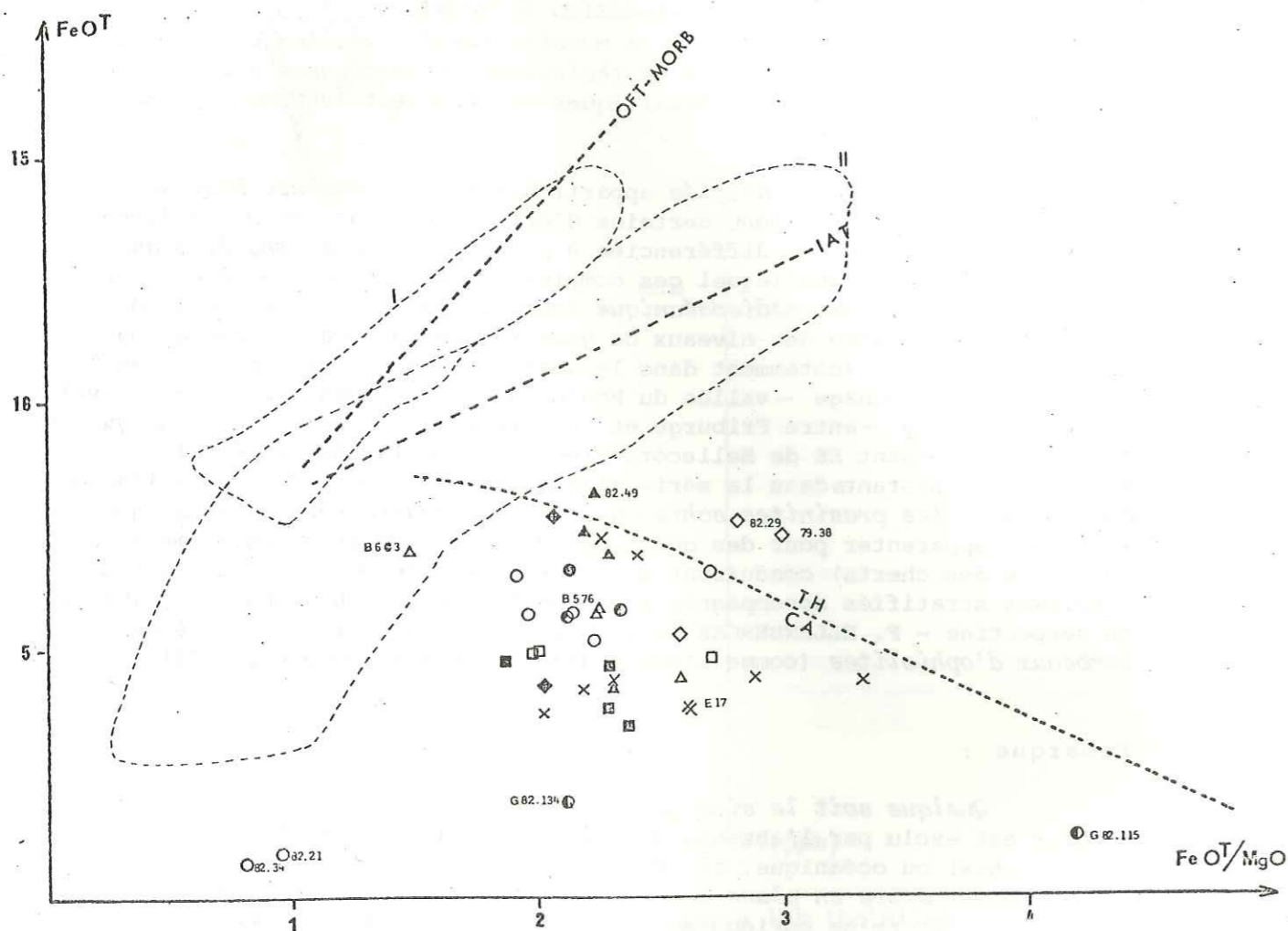
* Conclusions sur les metabasites.

Dans l'ensemble les metabasites sont issues de tholéiites. Il convient cependant de noter l'opposition d'évolution pétrogénétique et de gisement entre filons-couches et massifs stratifiés. Les premiers se rapportent à des sills et dykes de tholéiites intra-plaques auxquels peuvent être associés des sills basaltiques qui frangent le domaine alcalin sur les diagrammes 7 et 8.

Les massifs stratifiés appartiennent à un complexe basique constitué de termes grenus (dont certains d'origine cumulative) et de laves (prasinites schisteuses) différenciés à partir d'un magma tholéiitique. Le site géotectonique dans lequel ces complexes prennent naissance est soit intracontinental, soit médioocéanique (chambre magmatique des zones d'accrétion). L'abondance des niveaux de quartz-kératophyres intercalés dans les laves basiques (notamment dans le secteur le plus septentrional de la zone d'échantillonnage -vallée du Ponturin-, plus localement dans la vallée de Champagny -entre Friburge et le Laisonnay-), la présence de quartzites purs (versant SE de Bellecôte -les Creux de la Laisille- vallée du Ponturin) inexistant dans la série métasédimentaire mais pris dans l'association avec les prasinites schisteuses et les quartz kératophyres (que l'on peut apparenter pour des questions de gisement et de chimisme à des jaspes ou des cherts) conduisent à préférer le site médioocéanique. Les complexes stratifiés accompagnés localement de termes ultrabasiques (blocs de serpentine - F. ELLENBERGER in litt.) s'apparenteraient alors à des lambeaux d'ophiolites (comme l'avait déjà suggéré J. BOCQUET, 1974).

* Remarque :

Quelque soit le site géodynamique, intracontinental (mais ce dernier est exclu par l'absence de différenciation des tholéiites en filons-couches) ou océanique, il est nécessaire de faire intervenir la tectonique pour mettre en place ces "chambres" magmatiques dont le tracé cartographique détermine curieusement un chapelet d'affleurements au sein du secteur étudié.



Diag. 10. Variations de FeO^t/MgO en fonction de FeO^t dans les métasédiments de Vanoise septentrionale.

NATURE ET ORIGINE DES MÉTASÉDIMENTS PRÉSUMÉS CARBONIFÈRES.

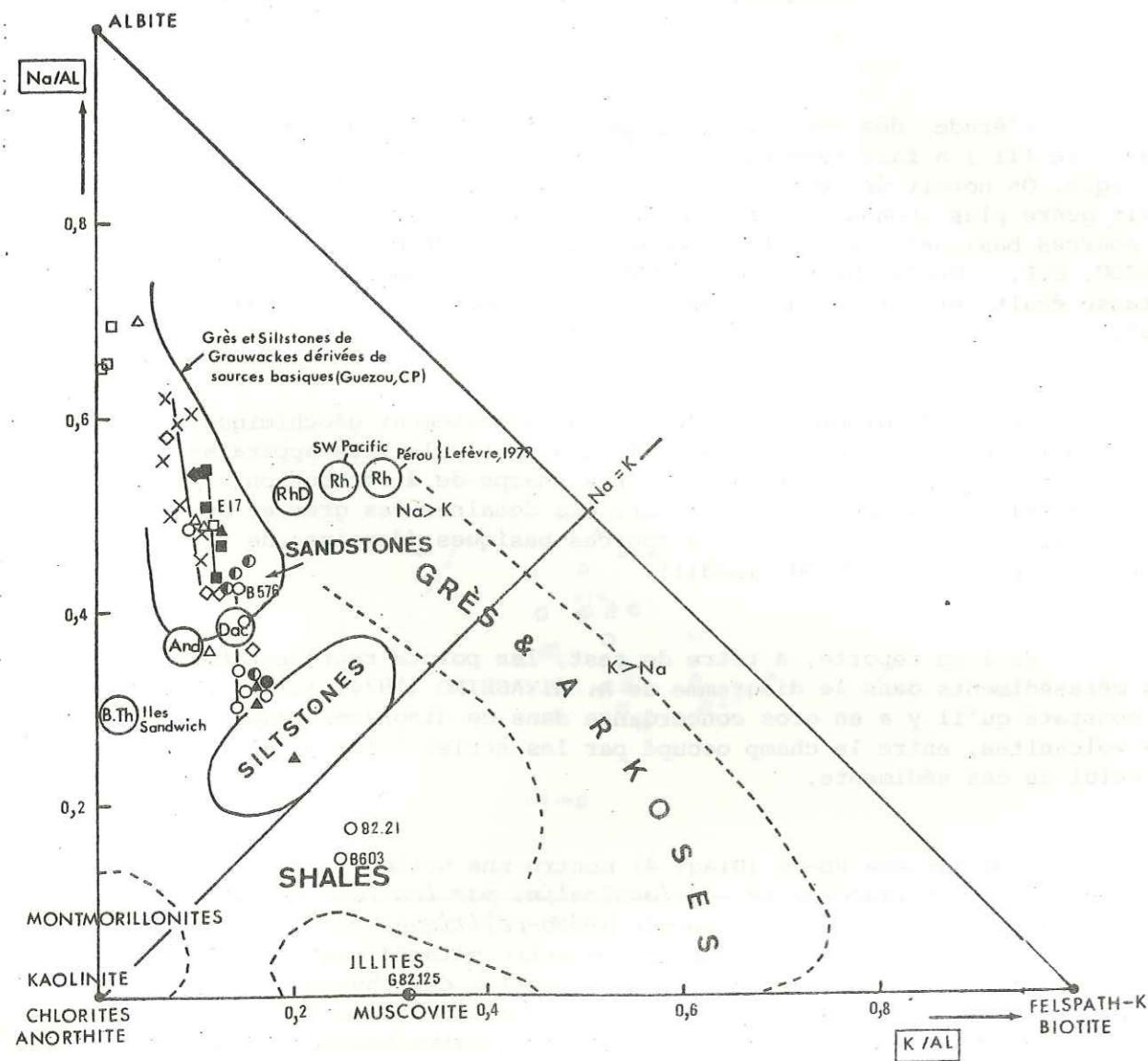
L'étude des caractéristiques chimiques des métasédiments (chapitre III) a fait ressortir leur nature hypocalcique - hypopotassique. On notait de même, que la soude (3 à 5% de Na_2O) ne semblait guère plus abondante que dans les grès et siltstones dérivés de sources basiques (grauwackes communes : 3 à 4% de Na_2O - J-C. GUEZOU, C.P. ; BLATT, MIDDLETON et MURRAY, 1972 -) tandis que la potasse était déficitaire dans les grès et surtout dans les "schistes".

Sur le diagramme pour l'étude du comportement géochimique différentiel de Al, Na et K (Diag. 3.), ces particularités apparaissent dans la position anormale des deux champs de distribution des échantillons analysés, déplacés hors des domaines des grès et des siltstones (grauwackes) dérivés de sources basiques (domaines de référence d'après J-C. GUEZOU, inédit).

Si l'on reporte, à titre de test, les points représentatifs des métasédiments dans le diagramme de A. MIYASHIRO (1974) (Diag. 10), on constate qu'il y a en gros concordance dans ce diagramme adapté aux volcanites, entre le champ occupé par les séries calco-alcalines et celui de ces sédiments.

Le diagramme Rb-Sr (Diag. 4) montre une nette séparation des deux champs métasédiments - calcoalcalin, par les teneurs en Sr anormalement basses pour des sédiments grésopélitiques ou "grauwackeux". Dans ce diagramme, la distinction entre métasédiments et volcanites calcoalcalines tient à la modification des phases minérales riches en Sr (feldspaths et carbonates), modifications intervenant de façon banale dans l'altération des volcanites basiques - intermédiaires (albitisation, décarbonatation). Dans la Vanoise septentrionale, l'absence de chaux et la relative richesse en soude des métasédiments (albite), suggère une liaison albitisation - décarbonatation.

De la même façon dans le diagramme Q-F-B (Diag. 2), la situation des métasédiments hors du domaine igné tient à l'inexistence de phases calciques abondantes. On observe en effet qu'un enrichissement des métasédiments en feldspaths sodicalciques et carbonates dé-



Diag. 11. Mise en évidence de la charge feldspathique dans les méta-sédiments de Vanoise septentrionale.

placerait les champs figuratifs grès - siltstones dans le domaine igné ; l'exemple en est donné par la position de l'échantillon 80-96 marqué par une exceptionnelle richesse en filonnets calcitiques.

Le diagramme des variations de K et Na à Al constant (Diag. 11) permet d'éviter l'effet de dilution lié à la silice et aux carbonates. Dans ce diagramme, les schistes de Vanoise septentrionale sortent du domaine des siltstones tandis que les grès et grauwackes se localisent dans le domaine des grès feldspathiques sodiques. Grès et schistes définissent en gros un alignement unique pratiquement restreint au domaine sodique, soulignant le rôle prépondérant de l'albite. A côté de l'albite, la phase phylliteuse, exprimée minéralogiquement dans l'association chlorite - mica blanc, dérive d'une phase argileuse faiblement illitique. Cette tendance est en fait composite ; les grès et les grauwackes déterminent des sous-tendances contrôlées par la charge albitique, la composition de la charge argileuse variant peu ; les "schistes", qui s'organisent en partie selon ces sous-tendances (K/Al subconstant) montrent cependant des enrichissements notables en phases alumino-potassiques notamment dans les schistes quartzitiques à lits charbonneux et dans les schistes de Mio.

Dans le diagramme Q-A (Diag. 12), les phases principales constitutives des sédiments (carbonates, silice, feldspaths, micas-argiles-) sont largement séparées. On peut faire quatre remarques sur la position des métasédiments dans ce diagramme :

- tous sont dépourvus de carbonates ; une exception l'échantillon 80-96 qui contient des filonnets de calcite ;
- leur caractère albitique les déplace vers le point figuratif des feldspaths ce qui réduit le pouvoir séparateur du graphique entre les deux pôles sédimentaires grès et schistes ;
- tous les grès - grauwackes tombent dans le domaine des granitoïdes ($150 < Q < 200$ et $A = \pm 50$), champ généralement exempt de roches sédimentaires pétrographiquement équivalentes à celles du secteur étudié. Ceci confirme l'évolution très particulière de ces métasédiments ;
- de leur côté, les schistes montrent deux tendances évolutives distinctes : l'une (la série de Mio) dans laquelle la phase argileuse initiale apparaît plus alumino-potassique, la variation de la charge en quartz entre grès et schistes faisant apparaître un effet de tri mécanique ; l'autre (échantillonnage restant) dont la charge en quartz - feldspaths est très variable et comporte un mélange de phyllites alumino-potassiques et ferro-magnésiennes.

Reste alors l'hypothèse raisonnable du remaniement d'une série volcanique calco-alcaline de type Briançonnais externe, des relations paléogéographiques entre les deux domaines du Briançonnais étant suggérées par les auteurs (J. FABRE, 1961, notamment).

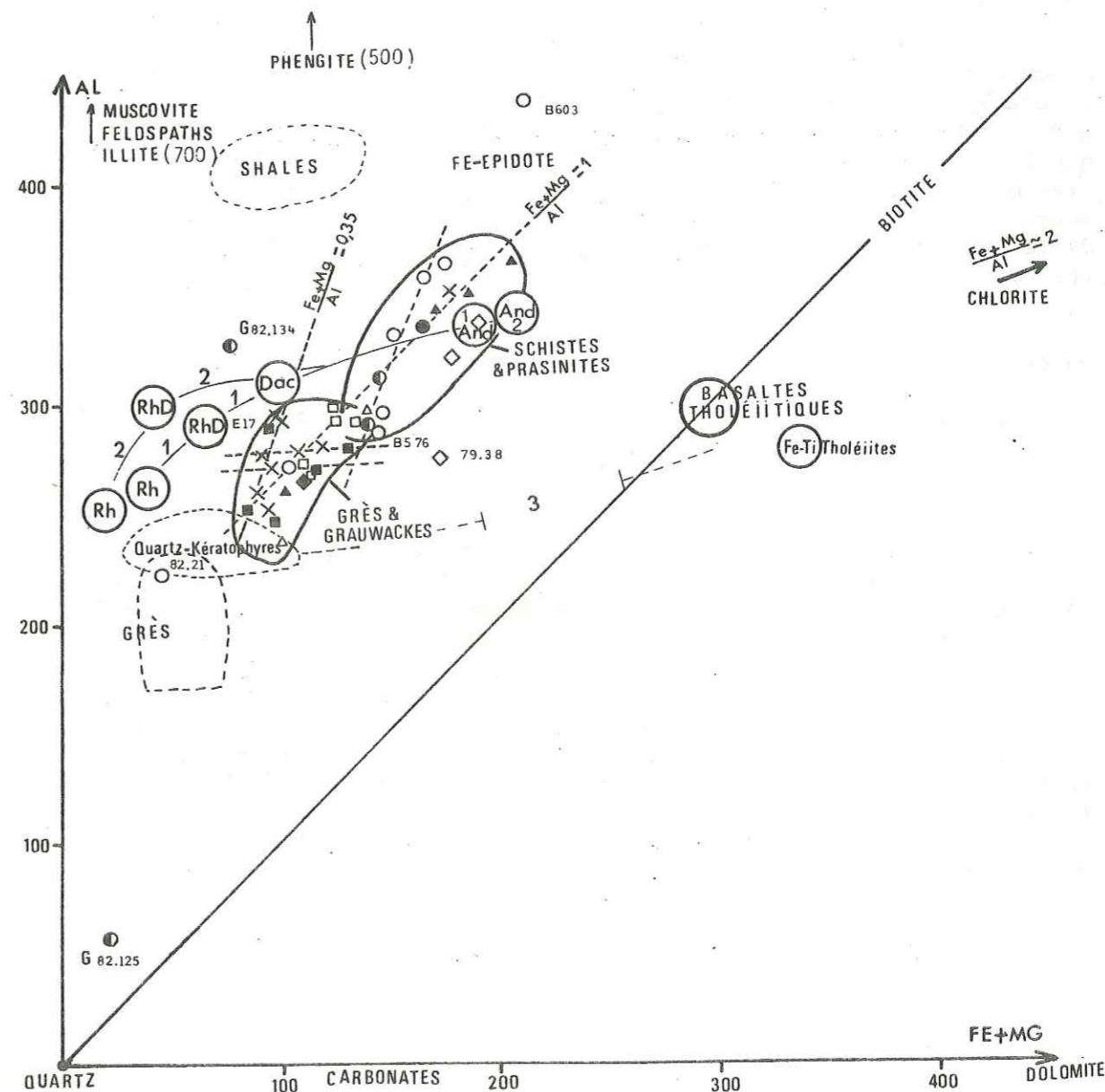
Soient dans le diagramme Q-A les points figuratifs andésite, dacite, rhyodacite et rhyolite d'une série calco-alcaline banale (d'après Ch. LEFEVRE, 1979), si on enlève la chaux aux compositions andésitique, dacitique, rhyodacitique et rhyolitique moyennes :

- le point moyen des grès de la série de Mio est très proche du point moyen de la rhyolite et/ou de sa composition dérivée ;
- le point moyen des grès - grauwackes de l'échantillonnage restant correspond à la composition dérivée de la rhyodacite à laquelle a pu être ajoutée une certaine quantité de quartz (tendances verticales observables dans les grauwackes), ou simplement retranchée une fraction des ferro-magnésiens ;
- le point moyen de l'ensemble des schistes correspond à des compositions dérivées d'andési-dacites à quelques modifications sédimentaires près (tri des fractions, apports terrigènes argileux).

Ces comparaisons ne sont qu'indicatives :

- elles permettent, compte-tenu de l'absence d'effets de tris mécaniques, des forts enrichissements en quartz et de la dominante d'ensemble ferro-magnésienne sodique et hypocalcique des termes métasédimentaires, de considérer avec vraisemblance l'hypothèse d'une source à composition relativement basique andési-dacitique (une source rhyolitique à rhyodacitique aurait développé des termes gréseux plus quartzeux et moins ferro-magnésiens) ;
- la principale caractéristique du remaniement de cette source apparaît dans la décarbonatation du plagioclase basique et l'évacuation pratiquement complète du carbonate.

Le diagramme 13 utilise des éléments relativement immobiles durant le métamorphisme et dont le fractionnement durant la différenciation magmatique des séries calco-alcalines est assez typique. Sur ce diagramme, la différenciation des séries calco-alcalines ("trend" Pérou et "trend" arcs océaniques) est exprimée par le rapport $\frac{Fe + Mg}{Al} \approx 2$. Les effets de dilution par le quartz, les carbonates, sulfures Al et oxydes, & les effets mécaniques lors de la sédimentation peuvent être identifiés dans cette représentation.



Diag. 13. Variations comparées de Fe+Mg en fonction de Al. Les nuages dessinés en tiretés sont donnés (J-L. CIRODDE, inédit) à titre de référence ; ils correspondent à la série gréso-pélitique de La Chataigneraie (Massif Central français).

Dans les métasédiments de Vanoise septentrionale, la tendance générale est assez bien calquée sur celle du "trend" magmatique, andésite, dacite, rhyodacite. La faible séparation des deux nuages grès - schistes tient aux effets de la sédimentation turbide, tandis que l'enracinement sur la lignée volcanique montre une contribution très modérée des apports extérieurs (quartz surtout, argiles) à la source volcanogénique. Le rapport $\frac{Fe + Mg}{Al}$ disperse largement les différentes phases phylliteuses (réduites ici au mica blanc phengitique et à la chlorite).

Dans chacun des nuages (grès - schistes) on note deux tendances :

- l'une exprimée par la valeur assez constante du rapport $\frac{Fe + Mg}{Al} \approx 0,3$;
- l'autre à Al subconstant notamment dans les grès.

Cette dernière tendance peut être rapportée à un enrichissement en sulfures et oxydes de fer (abondants dans la série de Mio). La première, marquée par les groupements grauwackes et schistes noirs à K/Al constant du diagramme 11, exprime vraisemblablement le caractère phengitique du mica blanc.

On remarque que la série de Mio occupe toujours un "trend" spécifique en rapport avec les caractères plus alumino-potassiques (schistes) et plus ferro-magnésiens (schistes et grès). C'est également la série la plus carbonatée de l'ensemble de l'échantillonnage (ni le fer, ni le magnésium, n'entrent dans la phase carbonatée). Ce sont ces caractéristiques, qui dans les différentes variations graphiques, font ressortir la spécificité de la série de Mio.

* Conclusions et discussion.

De l'analyse géochimique des métasédiments de Vanoise septentrionale, il ressort :

- un net enracinement géochimique de l'ensemble grès - schistes sur la lignée calco-alcaline ; les compositions des schistes et grès (grauwackes) peuvent se déduire à partir de remaniements chimiques et mécaniques assez limités d'une source à dominante basique : dacitique à andési-dacitique. Au compte du remaniement chimique vient l'altération

de la phase feldspathique, notamment d'un plagioclase calcique, entraînant les caractères sodiques - hypocalciques des sédiments et le déficit en strontium. Cette modification s'est effectuée en milieu ouvert soit au moment de l'altération de la source, soit durant le transport et la sédimentation ;

- les remaniements mécaniques (transport - dépôt) n'ont pas opéré de tri sur les phases minéralogiques principales, conservant ainsi la proximité chimique grès - siltstones, caractéristique des grauwackes ou plus généralement des turbidites ;
- toute l'évolution semble réduite à un démantèlement et à la sédimentation sub- sur place d'un édifice volcanique.

Cependant on doit rappeler le caractère sédimentaire indiscutable de cette série schisto-gréseuse :

- alternance grès - schistes, métriques à décamétriques ;
- présence de petits clastes dans les grauwackes, plus rarement dans les grès ;
- microstratifications dans les schistes (aspect de "varves") ;
- présence d'horizons charbonneux relativement continus dans les schistes.

Selon P. DOLLE et R. LAFFONT (in litt.) de tels dépôts correspondraient à une sédimentation de type "courant de densité" turbulent dans un bassin confiné peut-être peu profond mais en tous cas à marge en talus raide ; un argument en faveur de cette interprétation étant la présence de nombreux grains d'ilménite, non sédimentés en microlamines.

L'inexistence de conglomérats ou d'éléments clastiques grossiers polygéniques semble confirmer la présence d'une source volcanique unique et un relatif isolement du bassin sédimentaire. Seuls les horizons charbonneux marquent l'existence de modifications dans le milieu de sédimentation. Les modifications ne semblent ni annoncées, ni suivies par des développements sédimentaires particuliers. Seule, la série de Mio présente les signes d'une différenciation paléogéographique au sein du bassin.

ETUDE GÉOCHIMIQUE COMPARÉE DU MAGMATISME ET DES SÉDIMENTS
DES RÉGIONS ADJACENTES (VANOISE MÉRIDIONALE, AMBIN, RUITOR,
ZONE HOUILLÈRE).

Cette compilation a été menée dans le but de reconstituer dans la mesure du possible l'évolution paléogéographique antétriasique de la Vanoise septentrionale.

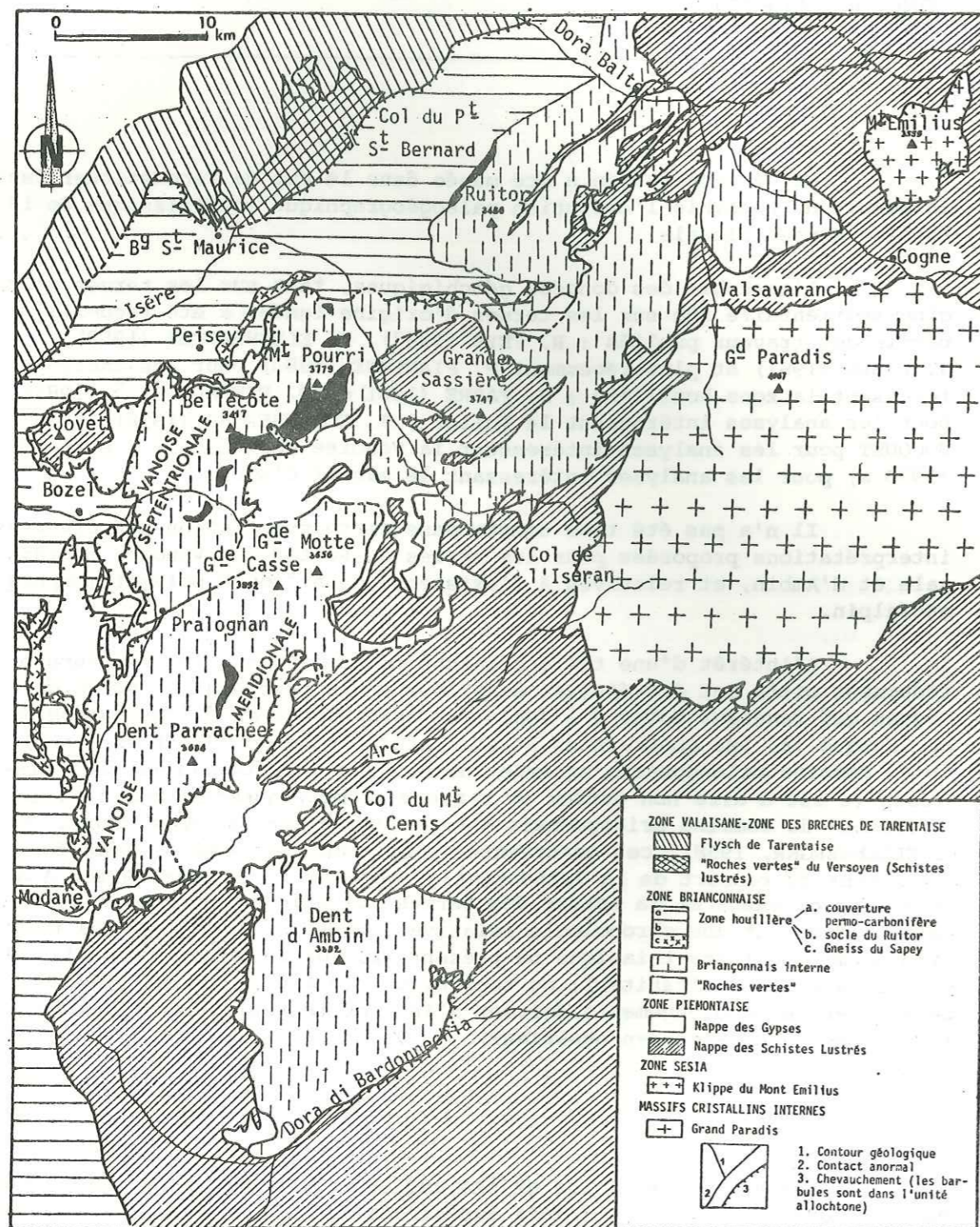
L'ensemble des données géochimiques, tant sur les termes d'origine sédimentaire que sur les termes d'origine ignée, a été recueilli à partir des travaux publiés : R. FEYS (1957), F. ELLENBERGER (1958), J. FABRE (1961) et plus récemment P. PIANTONE (1980) pour les analyses intéressant la zone houillère ; J. FABRE (1961) et O. ETERADOSSI * (1983) pour les analyses intéressant le Ruitor ; F. ELLENBERGER (1958) et J. BOCQUET pour les analyses intéressant la Vanoise méridionale ; enfin M. GAY (1970 a) pour les analyses intéressant le massif d'Ambin.

Il n'a pas été tenu compte dans cette compilation des diverses interprétations proposées pour les séries du Ruitor, de Vanoise méridionale et d'Ambin, et relatives à l'existence d'un "socle polymétamorphique" antéalpin.

L'intérêt d'une telle démarche tient à ce que les secteurs précédemment cités ont été étudiés dans leur cadre restreint et *selon des optiques qui tenaient moins à l'évolution hercynienne qu'à l'évolution alpine*. Jusque là, les contraintes stratigraphiques ne pouvaient être appliquées qu'au domaine briançonnais externe (daté). Pour les formations pré-triasiques (c'est-à-dire non datées et situées géométriquement sous le Trias inférieur) du domaine briançonnais interne (zone Vanoise-Mont Pourri de F. ELLENBERGER, 1958), ces contraintes n'existent pas sous la même forme ; elles sont du ressort de la lithostratigraphie et de la corrélation à distance. Le gisement et la nature des termes volcaniques recoupant ces formations imposent une chronologie relative lithostratigraphique (la formation permienne infra-triasique ne présente pas de recoupement ou d'association avec des volcanites), ou tectonique (le massif "stratifié" de la Sauvire et ses prolongements doivent s'insérer tectoniquement dans les formations du pré-Permien supérieur).

* N.B.: Les données géochimiques de cet auteur concernent uniquement les metabasites contenues dans les termes supérieurs du Ruitor (Groupe des quartzites s.l. et Groupe des micaschistes et des gneiss chlorito-albitiques) et tronquées par la discordance du Stéphien de la zone houillère. Ces termes seraient l'équivalent "stratigraphique" de la série antépermienne de Vanoise méridionale.

Fig. 33. Carte générale interprétative de la zone briançonnaise interne. On a volontairement inclus le Ruitor, classiquement rattaché à la zone houillère pour des raisons structurales, dans le domaine briançonnais interne.



Une mise en garde s'impose encore : quels que soient les résultats de cette étude, ceux-ci ne pourront en aucune façon assigner un âge indiscutable aux séries concernées.

On notera qu'en zone houillère les analyses des métasédiments concernent surtout le Houiller productif daté Westphalien (4 analyses seulement proviennent du Stéphanien).

1. ORIGINES DES VOLCANITES (BASIQVES ET ACIDES)

Les compositions chimiques des termes d'origine magmatique ont été étudiées dans les deux diagrammes permettant une discrimination suffisante des différentes lignées magmatiques. Il s'agit dans un premier temps du diagramme $FeO^t / FeO^t / MgO$ de A. MIYASHIRO (1974) (paramètres exprimés en % d'oxydes).

Dans ces diagrammes (Diag. 14 et 15), deux groupes de points se distinguent de part et d'autre de la limite tholéiites-calco-alcalin. Le *domaine tholéiitique* regroupe essentiellement les analyses du Ruitor, de Vanoise méridionale et d'Ambin parmi lesquelles il faut distinguer celles des filons-couches, minces, interstratifiés, et celles des complexes "stratifiés" (figurés en noir sur la carte générale de la fig. 33).

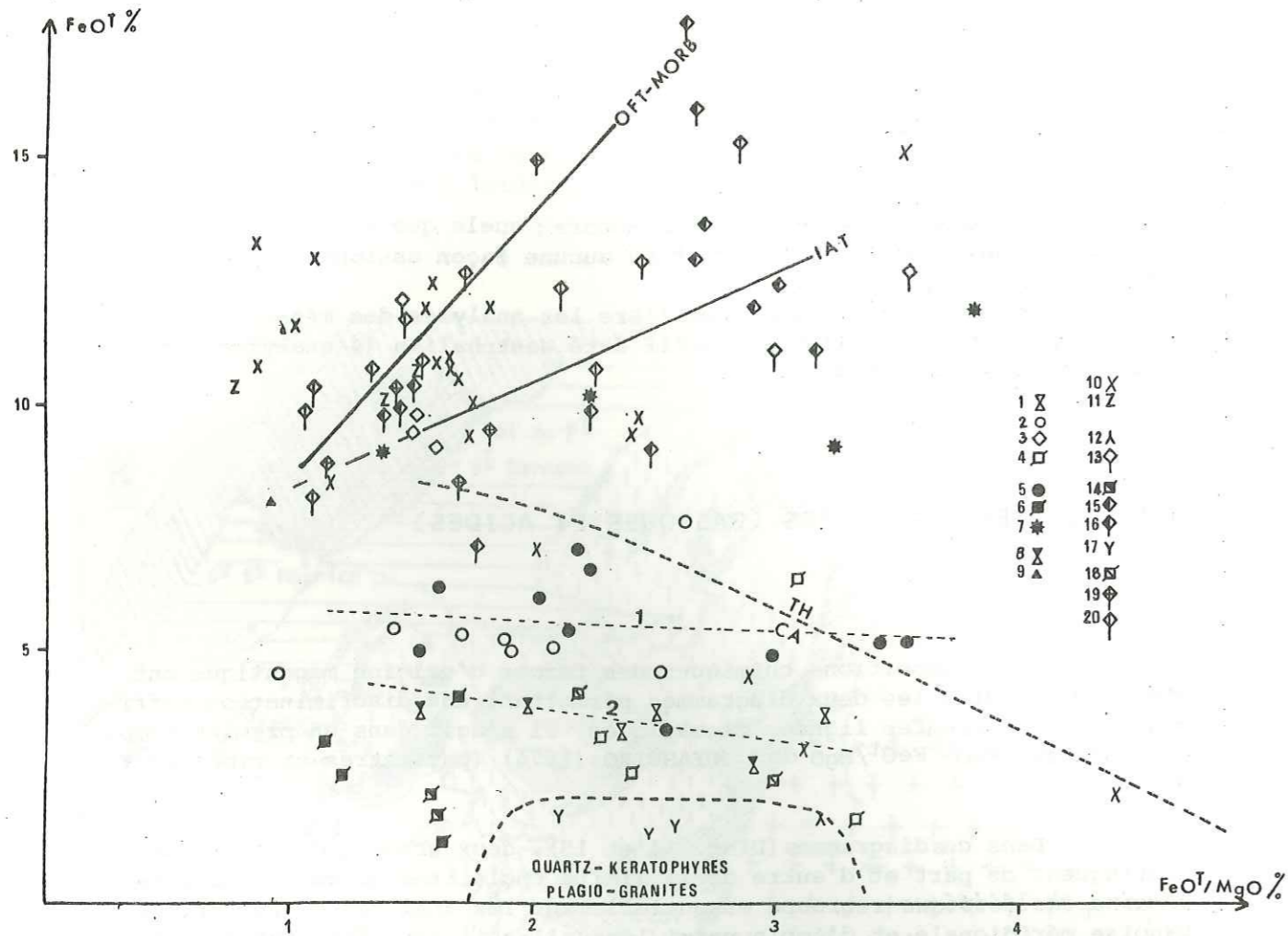
L'ensemble des analyses est caractérisé par un enrichissement en fer avec élévation du rapport FeO^t / MgO . Les points représentatifs des séries considérées s'organisent sur les mêmes tendances et champs précédemment définis en Vanoise septentrionale :

- une *tendance OFT-MORB* pour les complexes "stratifiés" coïncidant avec le champ des *tholéiites intra-plaques* et *basaltes transitionnels* (peu différenciés) (OIB = tendance 5 de A. MIYASHIRO, 1974) pour les filons, sills, etc...

Les distinctions entre filons-couches et complexes "stratifiés" sont donc peu marquées sur ce diagramme.

- une *tendance IAT* relativement plate marquant une transition vers le domaine calco-alcalin.

A cette suite tholéiitique sont associés des *quartz-kératophyres*, présents notamment en *Vanoise méridionale* (J. BOCQUET, 1974 ; F. ELLENBERGER, 1958, réinterprétés par J. BOCQUET, 1974) (Diag. 15 A).



Diag. 14. Comparaison des différentes lignées magmatiques des régions voisines de la Vanoise septentrionale.

Zone houillère : J. FABRE (1961) : 1. migmatites du Sapey, 2. diorites, 3. prasinites, 4. orthogneiss acides ;

J. FEYS (1957) : 5. microdiorites, 6. microgranites, 7. roches éruptives (?) ;

F. ELLENBERGER (1958) : 8. migmatites du Sapey, 9. amphibolites dans 8.

Ruitor : O. ETERADOSSI (1983) : 10. roches vertes ;
J. FABRE (1961) : 11. amphibolites.

Vanoise méridionale : F. ELLENBERGER (1958) : 12. quartzkératophyres, 13. ovardites.

J. BOCQUET (1974) : 14. orthogneiss acides (granophyres), 15. prasinites-ovardites, 16. glaucophanites, 17. quartzkératophyres.

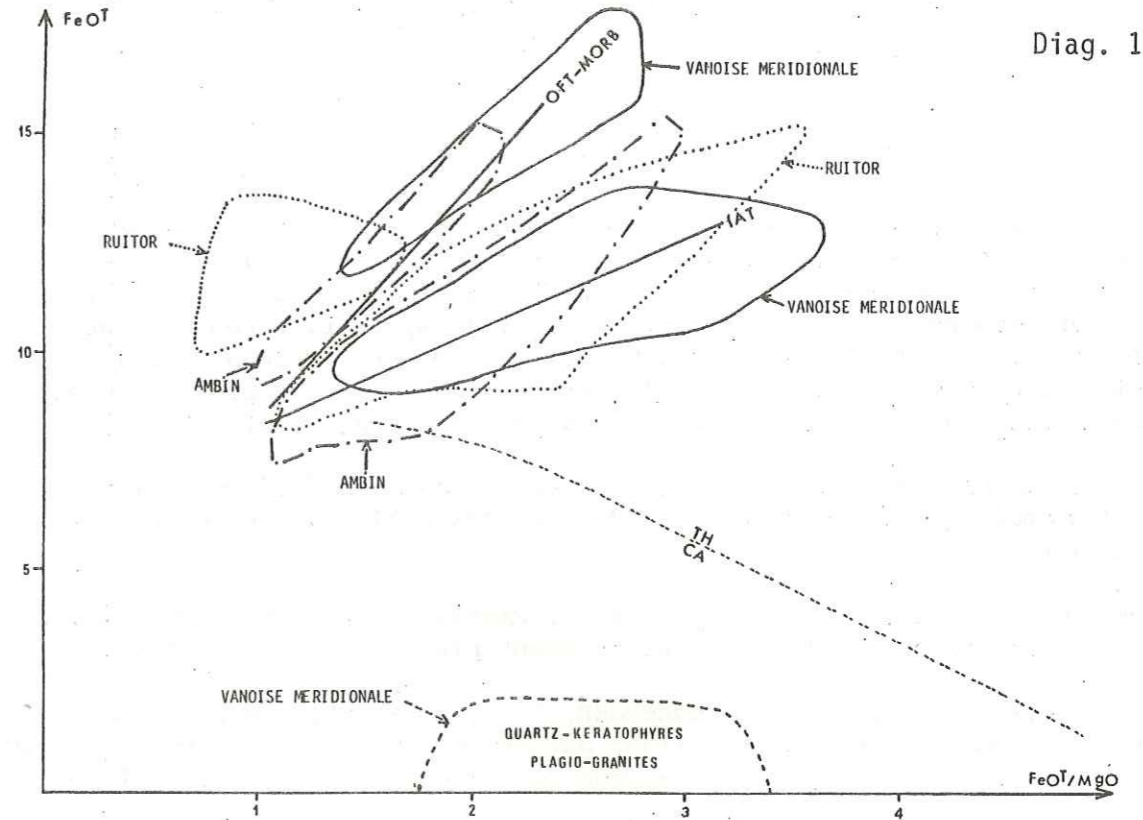
M. GAY (1970a) : 18. orthogneiss acides, 19. prasinites, 20. glaucophanites.

1 = tendance des microdiorites de R. FEYS et J. FABRE

2 = tendance des gneiss du Sapey

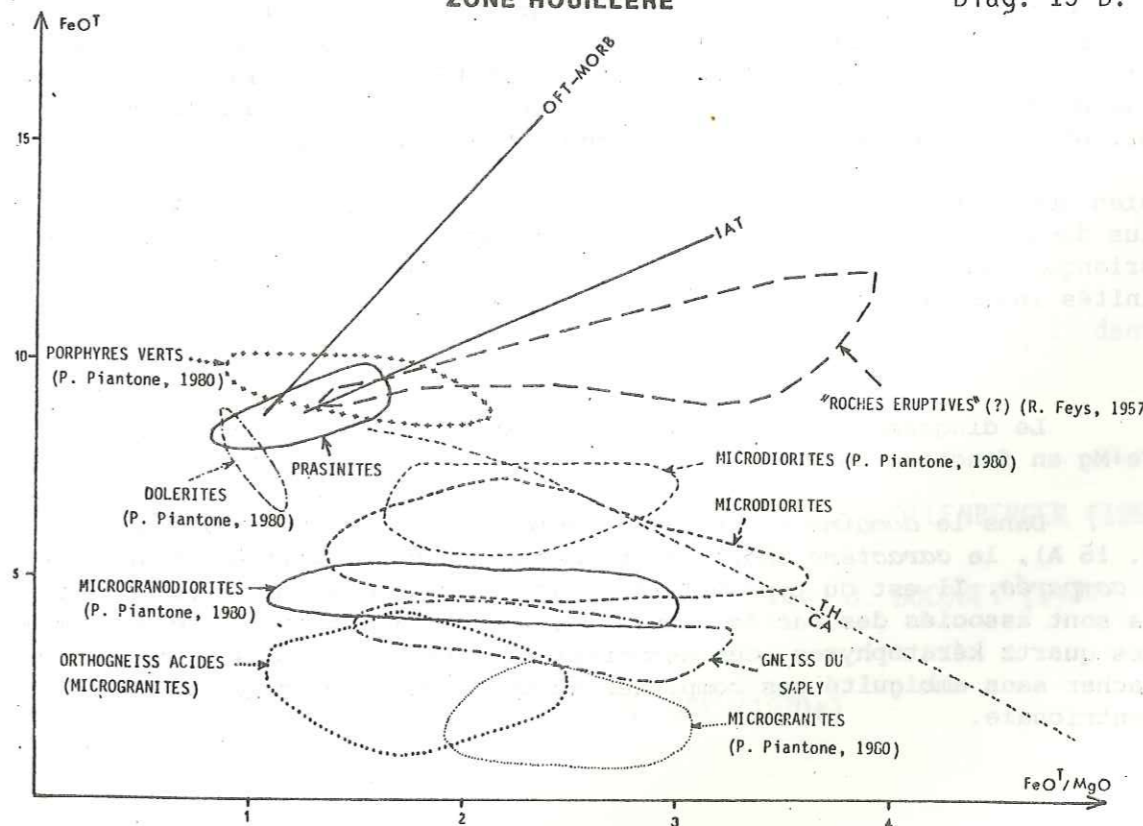
RUITOR-VANOISE SUD-AMBIN

Diag. 15 A.



ZONE HOULLERE

Diag. 15 B.



Diag. 15. Champs de répartition des séries magmatiques étudiées dans le diagramme 14.

Trois analyses provenant de la zone houillère nord (losanges vides, J. FABRE, 1961) se placent sur la tendance IAT ; quelques analyses de la zone houillère sud (étoiles noires ; R. FEYS, 1957) appartiennent à un domaine transitionnel proche des IAT (appauvrissement en MgO = tendance 3 de A. MIYASHIRO, 1974). Un point important à signaler ici : le mode de gisement de ces roches interstratifiées (roches prasinitiques) plus ou moins en filons dans leur encaissant. (J. FABRE, 1961).

Le domaine calco-alcalin comprend presque exclusivement les roches magmatiques de la zone houillère (à l'exception de celles citées ci-dessus) :

- les micro-diorites (R. FEYS, 1957 et J. FABRE, 1961) s'organisent selon des tendances assez similaires, relativement plates ; (tendance 1).

- les "gneiss" du Sapey (F. ELLENBERGER, 1958, J. FABRE, 1961) s'ordonnent selon une tendance légèrement oblique marquée par un appauvrissement en MgO et des teneurs en FeO^t plus élevées que les "granites-rhyolites" calco-alcalins.

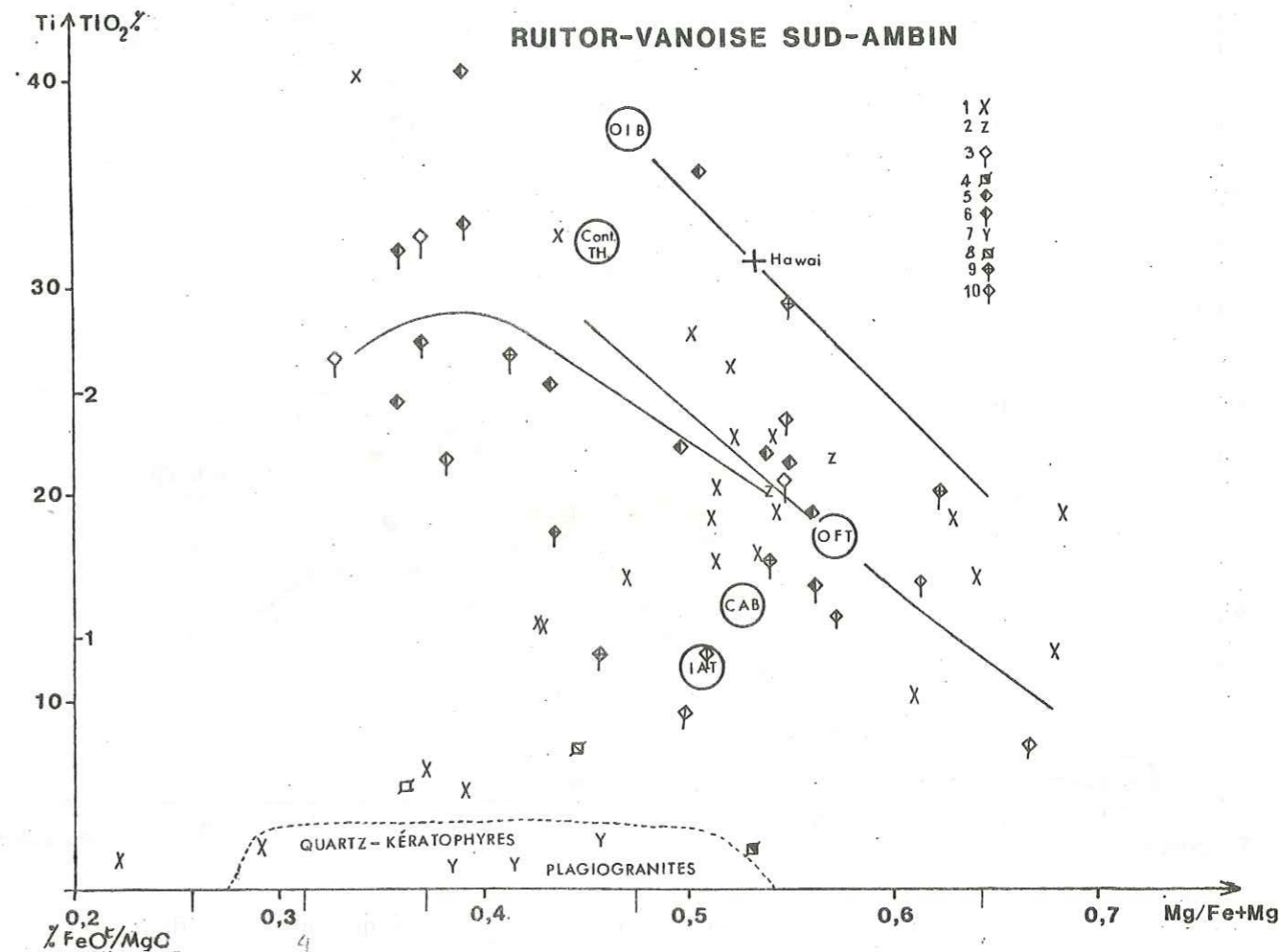
* Remarques :

1. On a volontairement omis sur le diagramme 14 les analyses en zone houillère, de P. PIANTONE (1980) ; ceci afin d'éviter les surcharges de points. Les nuages correspondant à ces résultats ont néanmoins été figurés sur le diagramme de champs (Diag. 15 B). Un léger décalage des champs est observable par rapport aux résultats des auteurs antérieurs.

2. Bien que le Ruitor soit, pour des raisons structurales, classiquement inclus dans la zone houillère, ses metabasites ont été rattachées à celles du Briançonnais interne (Vanoise-Ambin) avec lesquelles elle présentent des affinités indiscutables.

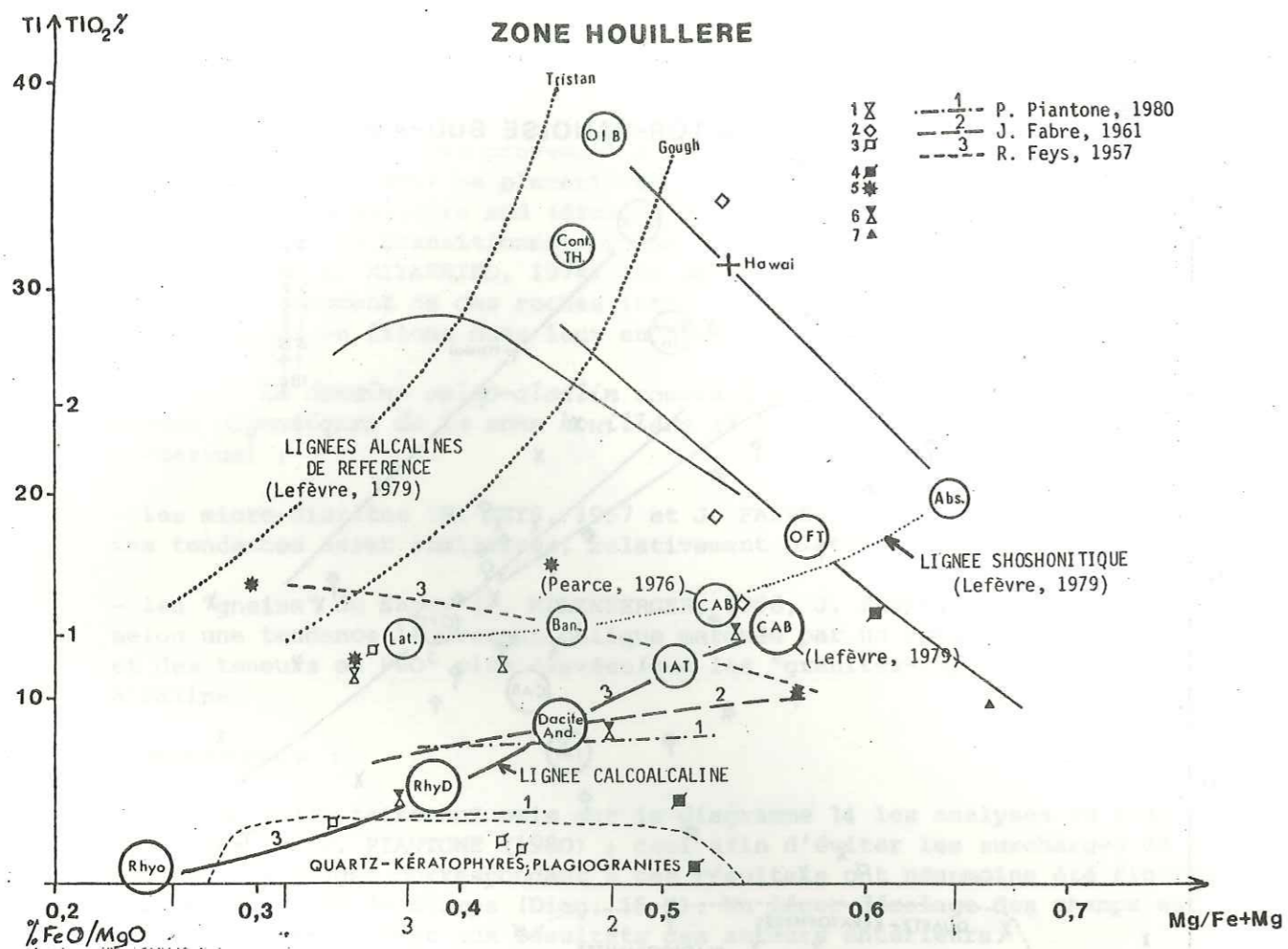
Le diagramme suivant (Diag. 16) exprime la variation du rapport Mg/Fe+Mg en fonction de Ti.

Dans le domaine interne (ensemble Ruitor, Vanoise Sud - Ambin, Diag. 16 A), le caractère tholéiitique est remarquable dans les trois massifs comparés. Il est du type OFT-IAT pour les complexes "stratifiés" auxquels sont associés des faciès cumulatifs (en bas à droite sur le diagramme) et des quartz kératophyres. Ces associations caractéristiques permettent de rattacher sans ambiguïté ces complexes au type Sauvire décrit en Vanoise septentrionale.



Diag. 16 A. Variations comparées de Mg/Fe+Mg en fonction de Ti dans les roches magmatiques du Briançonnais interne.

- | | |
|---------------------------|--|
| 1. O. ETERADOSSI (1983) | Ruitor |
| 2. J. FABRE (1961) | |
| 3. Ovardites, prasinites | Vanoise méridionale, F. ELLENBERGER (1958) |
| 4. Orthogneiss acides | |
| 5. Glaucophanites | Vanoise méridionale, J. BOCQUET (1974) |
| 6. Ovardites, prasinites | |
| 7. Kératophyres | |
| 8. Orthogneiss acides | |
| 9. Glaucophanites | Ambin, M. GAY (1970a) |
| 10. Ovardites, prasinites | |



Diag. 16 B. Variations comparées de $Mg/Fe+Mg$ en fonction de Ti dans les roches calco-alcalines de la zone houillère.

Analyses d'après :

- J. FABRE (1961) : 1. gneiss du Sapey, 2. prasinites, 3. granites.
- R. FEYS (1957) : 4. "granites", 5. "roches éruptives" (?) en filons.
- F. ELLENBERGER (1958) : 6. gneiss du Sapey, 7. filon amphibolitique dans 6.

Les basaltes intra-plaques, transitionnels vers les alcalins (OIB) sont également présents sous forme de *filons-couches*, *sills* et *dykes éventuels* ; on note leur faible développement par rapport à la Vanoise septentrionale ; mais cette remarque peut être liée au mode d'échantillonnage utilisé par les auteurs.

On soulignera en outre, la forte représentation, dans le massif d'Ambin comme dans le Ruitor, des tholéiites d'arc (IAT), bien moins exprimées dans les massifs de Vanoise septentrionale et de Vanoise méridionale.

En zone houillère (Diag. 16 B) c'est le magmatisme calco-alcalin qui domine au Sud (R. FEYS, 1957 ; P. PIANTONE, 1980). Tous les termes de la lignée calco-alcaline sont représentés, de la souche (CAB) aux termes les plus différenciés (rhyolites). Au sein de la tendance générale, on note des tendances secondaires obliques, surtout exprimées dans les données de P. PIANTONE (tendances 1). La tendance 3 a été définie à partir des étoiles noires (roches éruptives filoniennes (?) de R. FEYS, 1957). La tendance 2 représente la lignée calco-alcaline de la zone houillère nord (J. FABRE, 1961). On parvient ainsi à mettre en évidence en zone houillère, quatre sous-tendances.

Il faut également souligner ici la position des gneiss du Sapey, apparemment alignés sur la lignée calco-alcaline, notamment pour les analyses relevées dans F. ELLENBERGER (1958). Celles de J. FABRE (1961) s'écartent un peu. Ces roches semblent s'apparenter chimiquement à des rhyolites un peu particulières, différentes des rhyolites calco-alcalines classiques.

Leur position en fin de lignée, et à proximité des lignées alcalines ou shoshonitiques, leur confère un caractère géochimique particulier.

Enfin, les quelques analyses de prasinites de J. FABRE (1961) (losanges vides) semblent correspondre à des basaltes alcalins ou à des tholéiites intra-plaques.

Les deux diagrammes géochimiques utilisés pour l'étude des roches magmatiques du Briançonnais (interne et externe) conduisent à des interprétations qui rejoignent celles des auteurs antérieurs :

- J. BOCQUET (1974) utilisant les diagrammes de J. BEBIEN (1973), de H. de la ROCHE et J. LETERRIER (1973) et de H. KUNO (1968) concluait que les metabasites du socle briançonnais (Vanoise méridionale et septentrionale, Ambin) présentaient une nature de basaltes océaniques.

- dans le Ruitor, G. ETERADOSSI (1983), utilisant les diagrammes de T.H. PEARCE *et al.* (1975), de J.A. PEARCE (1975) de J.A. WINCHESTER et P.A. FLOYD

(1977), de D. EGIN *et al.* (1979) et de J.W. SHERVAIS (1982), soulignait l'appartenance de ces metabasites à une lignée tholéitique présentant des caractères intra-plaques, et relevait la présence de faciès cumulatifs.

- en zone houillère, P. PIANZONE (1980) interprétait les microdiorites, microgranodiorites et les quelques microgranites et dolérites les accompagnant, comme une lignée calco-alcaline unique dérivant d'un même magma parental.

* Conclusions

Il apparaît en conclusion de cette revue, que le magmatisme anté-Permien supérieur du domaine interne du Briançonnais (Ruitor, Vanoise septentrionale, Vanoise méridionale, Ambin) présente les mêmes caractéristiques quelque soit le domaine étudié. On y observe des metabasites à dominante tholéitique, dont on distingue deux types :

1) les OFT-IAT associés aux complexes cumulatifs et aux quartz kératorphyres ; ils correspondent aux massifs "stratifiés" du type Sauvire que l'on a interprétés précédemment (*cf.* chapitre IV), du fait des associations que l'on y observe, comme des ophiolites. On les retrouve disposés cartographiquement, selon une bande sud-nord de la Vanoise méridionale au Ruitor (*cf.* carte générale fig. 33).

2) les tholéites intra-plaques représentées par les filons-couches, sills et dykes qui recourent les sédiments.

Le volcanisme calco-alcalin ne paraît pas clairement exprimé en zone briançonnaise interne. En Vanoise septentrionale, il existe d'une part à l'état remanié et altéré dans la série sédimentaire (*cf.* paragraphe 2, consacré à l'étude des sédiments) et d'autre part, peut être représenté par certains niveaux de prasinites pouvant être d'anciennes coulées (Friolin, Ponturin).

On peut noter dès à présent la chronologie relative des épisodes magmatiques qui ont affecté le domaine briançonnais interne. Quelque soit le secteur considéré et l'âge des formations encaissantes [parmi les attributions stratigraphiques envisagées par les différents auteurs précités, signalons l'âge anté-hercynien et peut-être anté-calédonien dans le Ruitor, anté-namurien en Vanoise méridionale et dans le massif d'Ambin (groupe inférieur), carbonifère présumé (Stéphaniens ?) en Vanoise septentrionale, stéphano-permien pour le groupe supérieur du massif d'Ambin], on observe un

premier épisode de volcanisme calco-alcalin, dont le remaniement va donner naissance à une série volcano-sédimentaire. Dans cette dernière, vont se mettre en place au cours d'un deuxième épisode magmatique, les sills, dykes, filons-couches de tholéites intra-plaques auxquels peuvent être associés des basaltes légèrement alcalins. Le chapelet de metabasites "stratifiées" (type Sauvire), interprété, de par sa nature pétrochimique et de par sa situation cartographique au sein des massifs (Vanoise méridionale et septentrionale, Ambin (?), Ruitor -fig. 33-) comme une lame ophiolitique insérée tectoniquement dans les formations précitées ou à leur toit.

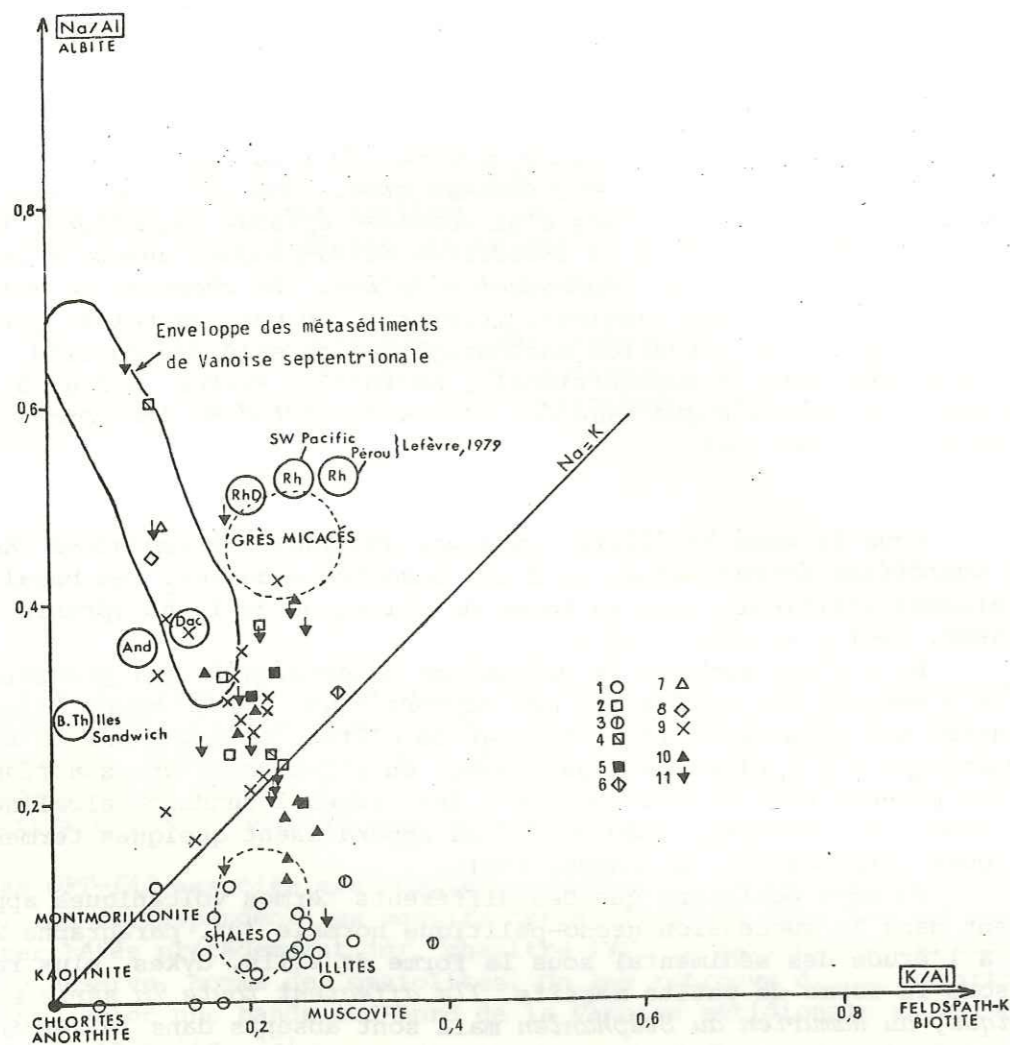
Dans la zone houillère, quelques analyses correspondent encore à des tholéites intra-plaques ou à des basaltes alcalins. Ces basaltes apparaissent d'ailleurs sous la forme de filons ou de laves (prasinites) (J. FABRE, 1961 ; R. FEYS, 1957).

Mais c'est surtout le volcanisme calco-alcalin qui prédomine ici. On y observe des variations par rapport à un "trend" moyen "classique". Ces variations présentent la particularité d'être obliques sur la zone paléogéographique ; elles se répartissent en effet selon une zonation sud où elles peuvent être déjà associées à des termes à tendance alcaline (R. FEYS, 1957 ; P. PIANZONE, 1980), & nord où apparaissent quelques termes tholéitiques (prasinites) (J. FABRE, 1961).

On note également que ces différents termes volcaniques apparaissent dans la succession grésopélique normale (*cf.* paragraphe 2 consacré à l'étude des sédiments) sous la forme de sills, dykes, plus rarement sous la forme de petits massifs. Ils affectent toute la série stratigraphique, du Namurien au Stéphaniens mais sont absents dans le Permien à l'exception des "gneiss" du Sapey (présupposés permien).

Ces "gneiss" du Sapey, considérés comme tout à fait à part, sont attribuables à un épisode tardif du magmatisme paléozoïque de la zone houillère. Leur nature géochimiquement rhyolitique un peu particulière, potassique, semble souligner une évolution dans le développement magmatique. Leur situation cartographique sur la bordure interne de la zone houillère (bande relativement continue de Modane -vallée de l'Arc- au rebord occidental du Ruitor) s'accorde avec une migration Est-Ouest de la zone de production magmatique au cours du temps. Cette zone magmatique permienne présumée se situe curieusement dans la zone de transition entre zone briançonnaise externe (zone houillère) et zone briançonnaise interne.

Il ressort donc un diachronisme d'évolution de la zone houillère et du briançonnais interne, tant sur le plan de l'évolution sédimentaire des deux bassins que sur celui de leur évolution magmatique.



Diag. 17. Variations comparées de K et Na à Al constant dans les différentes régions étudiées.

Analyses en zone houillère d'après :

- J. FABRE (1961) : 1. schistes westphaliens, 2. grès westphaliens, 3. schistes stéphaniens, 4. grès stéphaniens (n=28) ;
- R. FEYS (1957) : 5. grès westphaliens (n=3) ;
- F. ELLENBERGER (1958) : 6. grès houillers (n=1)

Analyses dans le Briançonnais d'après :

- J. FABRE (1961) : 7. sédiments du Ruitor (n=1)
- F. ELLENBERGER (1958) : 8. micaschistes
- J. BOCQUET (1974) : 9. micaschistes } de Vanoise méridionale (n=16)
- M. GAY (1970a) : 10. groupe supérieur d'Ambin (n=8)
- 11. groupe inférieur d'Ambin (n=14).

2. EVOLUTIONS SEDIMENTAIRES PRETRIASIQUES DANS LES DIFFERENTS SECTEURS CONSIDERES.

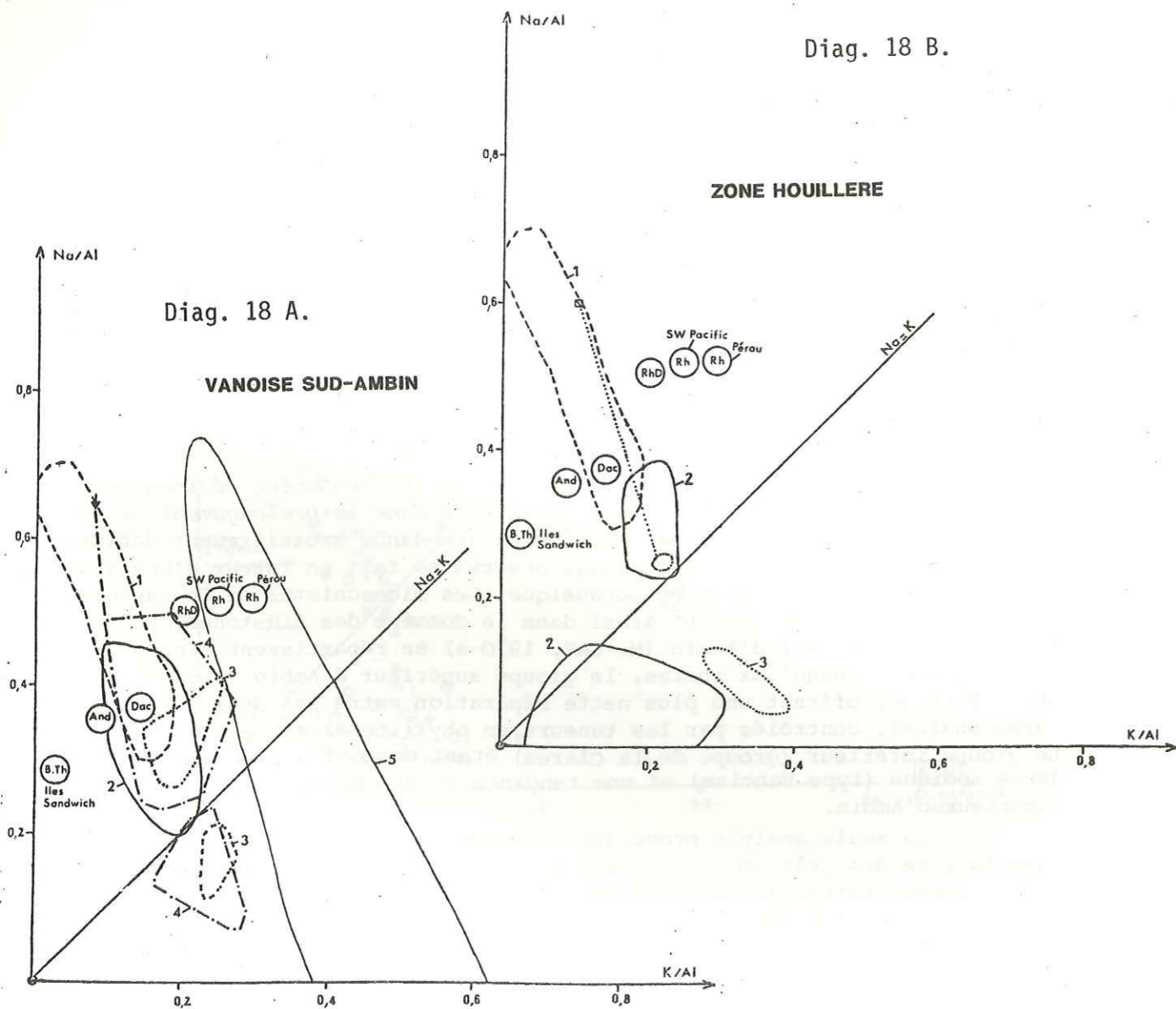
Pour cette étude j'ai eu recours aux deux diagrammes permettant d'exprimer les traits essentiels de l'ensemble métasédimentaire de Vanoise septentrionale, il s'agit du diagramme des variations comparées de K et Na à Al constant (Diag. 17 ; et du diagramme des variations de Fe + Mg en fonction de Al (Diag. 19).

Dans le diagramme 17 on constate que les *tendances sédimentaires de Vanoise méridionale et d'Ambin* sont situées dans le prolongement de la *tendance définie en Vanoise septentrionale* (tendance grossièrement définie par l'axe albite-illite). Le décalage observé se fait en faveur d'une augmentation du caractère alumino-potassique. Les micaschistes de Chasseforêt (J. BOCQUET, 1974) se situent ainsi dans le domaine des siltstones. Les métasédiments du massif d'Ambin (M. GAY, 1970 a) se répartissent depuis le grès-siltstones jusqu'aux shales, le groupe supérieur d'Ambin (présumé Stéphanien-Permien) offrant une plus nette séparation entre les deux pôles (grès-shales), contrôlés par les teneurs en phyllite alumino-potassique. Le groupe inférieur (groupe de la Clarea) étant composite avec une tendance sodique (type Vanoise) et une tendance (grès-shales) type groupe supérieur d'Ambin.

La seule analyse provenant du Ruitor (J. FABRE, 1961) est située dans la zone des grès sodiques. Mais cette position ne peut être considérée comme représentative de la série métasédimentaire prétriasique du Ruitor (préhouillère) selon les différents auteurs puisque recouverte en discordance par le houiller de la zone houillère, bien qu'elle se situe dans le champ des grès des métasédiments de la Vanoise septentrionale.

On note que quelques échantillons de J. BOCQUET présentent toujours un caractère sodique mais l'intervention d'une phase chloriteuse est notable.

En résumé (Diag. 18 A) et en gardant à l'esprit que les ensembles sédimentaires comparés sont datés hypothétiquement, il apparaît sur ce diagramme que le *domaine briançonnais interne* est marqué, au cours du Paléozoïque supérieur s.l., par une *évolution sédimentaire (ou degré de maturation) qui s'accroît de plus en plus vers le Sud du domaine, ainsi que verticalement vers le sommet structural.*



Diag. 18. Répartition des champs dans le diagramme Na/Al - K/Al.

- Diag. 18 A. 1. Série sédimentaire de Vanoise septentrionale
 2. Série micaschisteuse de Vanoise méridionale
 3. Groupe supérieur d'Ambin
 4. Groupe inférieur d'Ambin
 5. Permien présumé d'Ambin.

- Diag. 18 B. 1. Idem diag. 18 A
 2. Série westphalienne de la zone houillère, 2a = schistes
 2b = grès
 3. Série stéphanienne de la zone houillère.

Cette individualisation se traduit à partir des alternances sédimentaires de Vanoise septentrionale, par une séparation du nuage "grauwacke" (grès sodiques-siltstones) en deux nuages distincts évoluant vers des pôles purement gréseux et argileux ; ceci exprime l'éloignement par rapport à la source de composition dacitique de Vanoise septentrionale et l'importance des phénomènes de transport et de réorganisation chimique (dégradation-agradation).

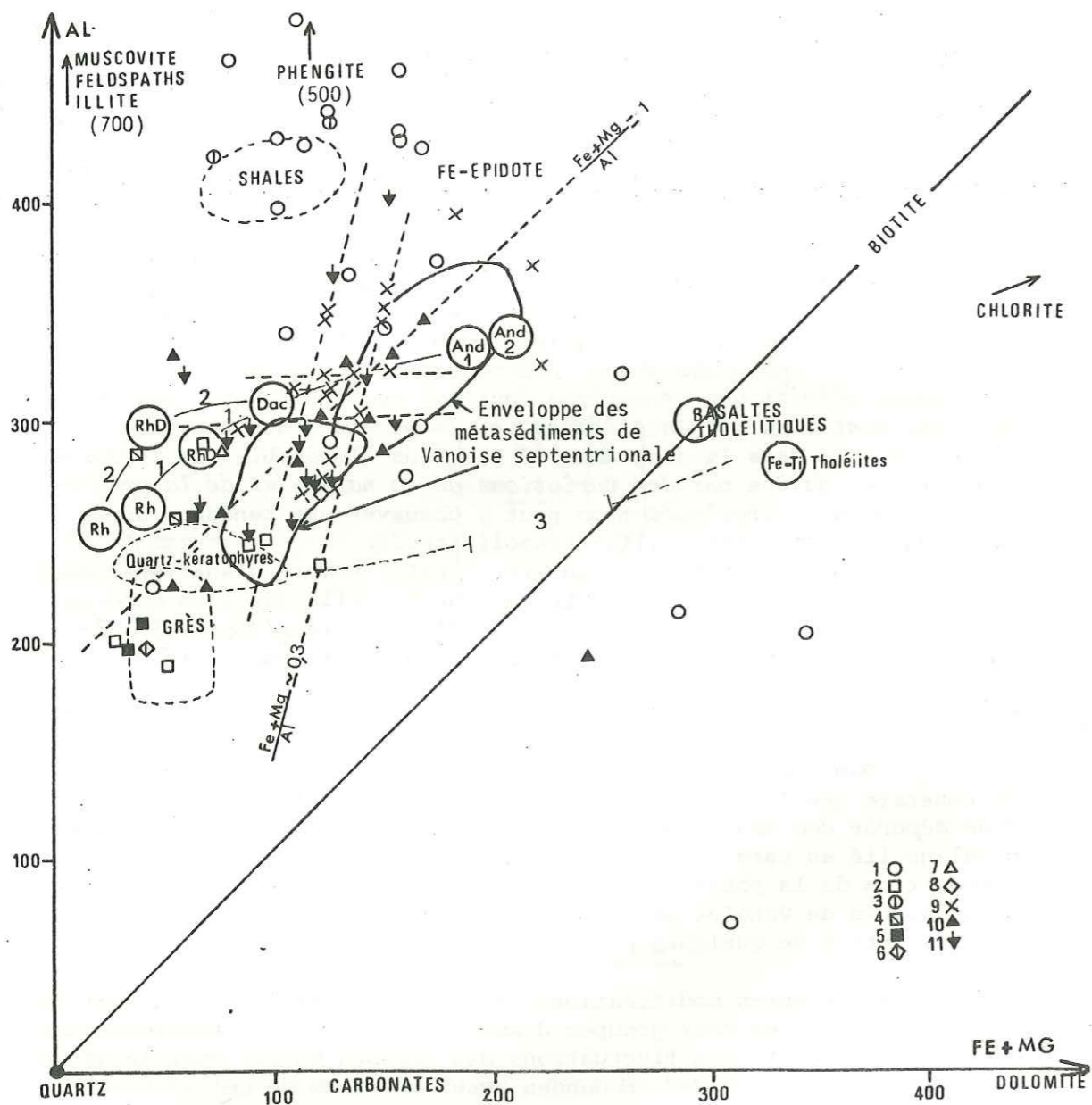
En zone houillère, (diagramme 18 B) les schistes du Westphalien (J. FABRE, 1961 ; R. FEYS, 1957) sont centrés sur le champ des shales entre le pôle illite et le pôle kaolinite. Les quelques analyses de grès restent dans le domaine des grès impurs (micacés ± plagioclasiques). Les phénomènes sédimentaires permettant la séparation des phases détritiques grossières (quartz, feldspaths) et fines (micas-argiles) sont bien mis en évidence ici (séparation des nuages grès-shales (n = 2) dans le diagramme 16 B). Dans l'ensemble, la tendance générale est guidée par des variations de la nature et de la proportion de la phase argileuse ; on peut y observer une tendance dépendante du rapport quartz/illites/kaolinites.

Dans le Stéphanien, malgré le petit nombre d'analyses concernées (n = 4), la tendance est plus proche de celle que l'on observe dans le domaine interne. Elle est contrôlée par la réapparition des phases feldspathiques (albite-illite et albite-illite/FK ?)

Dans le diagramme des variations de Fe+Mg et Al (Diag. 19), on constate que les sédiments de Vanoise méridionale et d'Ambin tendent à se séparer des nuages grès-schistes de Vanoise septentrionale. Un décalage lié au caractère moins quartzueux et à la variabilité de la composition de la phase phylliteuse (mica blanc-chlorite) affecte les micaschistes de Vanoise méridionale en moyenne moins ferro-magnésiens (à l'exception de quelques points).

Les différentes modifications exprimées en Vanoise méridionale se retrouvent dans les deux groupes d'Ambin avec une nette tendance quartzueuse et d'importantes fluctuations des teneurs en fer dans le groupe supérieur d'Ambin, et des tendances assez voisines de celles de Vanoise méridionale pour le groupe inférieur (Diag. 20 A).

Les tendances moyennes à l'intérieur de chacun des nuages grès-schistes sont contrôlées par le rapport Fe+Mg/Al qui prend en compte la liaison de l'alumine dans les phases ferromagnésiennes (tendances internes à 0,3 de Fe+Mg/Al). En Vanoise méridionale et dans les deux



Diag. 19. Variations comparées de Fe + Mg en fonction de Al.
Même légende que le diagramme 17.

groupes d'Ambin, la rotation des nuages s'effectue en direction des deux pôles shale (alumineux à alumino-potassique) et grès (quartzomiacacé) ; cette rotation s'effectuant à teneur en ferromagnésiens décroissante en moyenne. Cette évolution traduit une plus grande maturation chimique de la source et une plus grande efficacité dans la séparation des fractions fine (argileuse) et grossière (quartz ± feldspath).

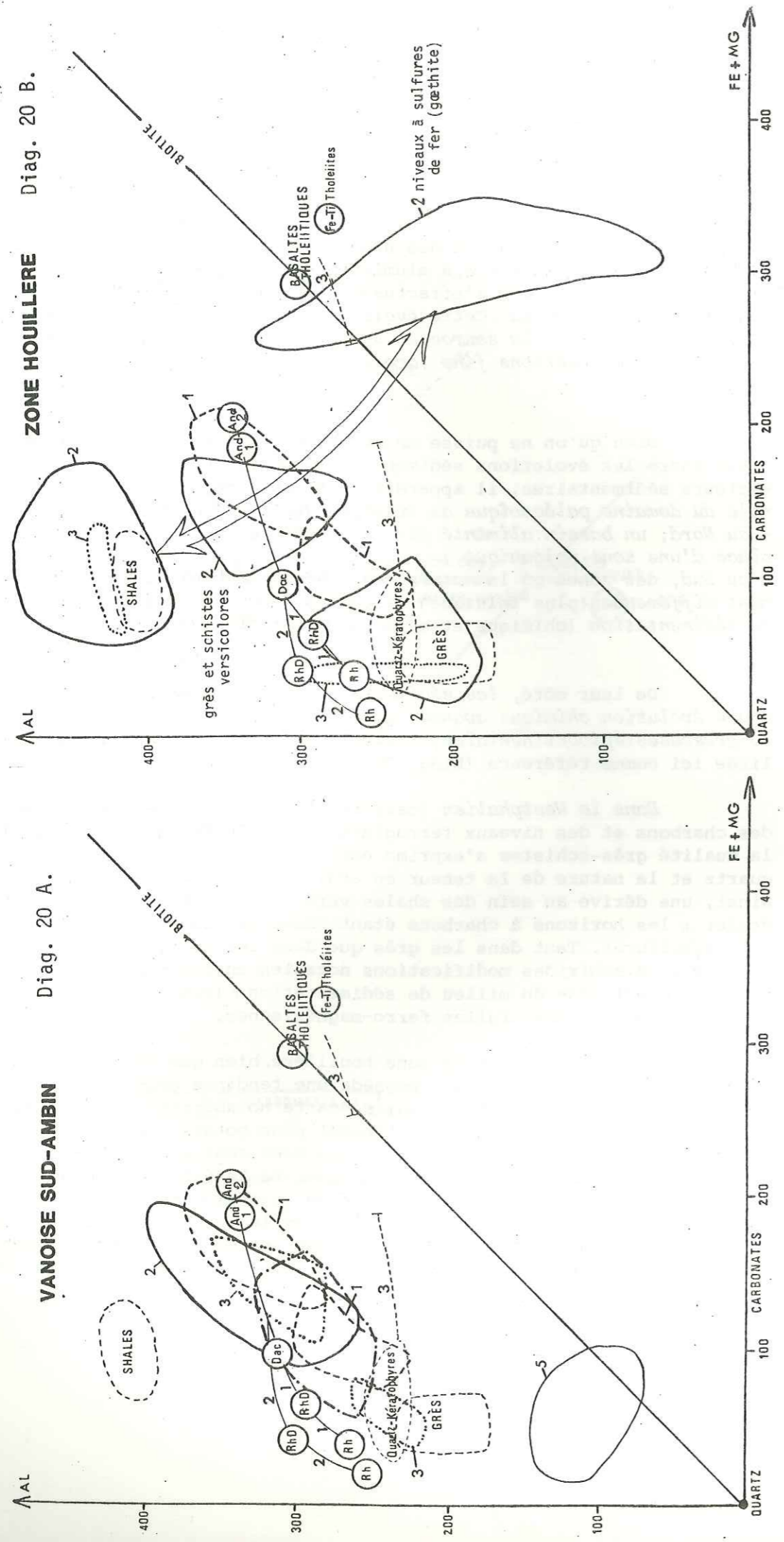
Bien qu'on ne puisse en aucune manière établir un synchronisme entre les évolutions sédimentaires spécifiques des différents secteurs sédimentaires, il apparaît nettement une zonation longitudinale du domaine paléozoïque du Briançonnais interne avec :

- au Nord, un bassin alimenté par le démantèlement pratiquement en place d'une zone volcanique ;
- au Sud, des zones où la nature des sources (Ambin) était probablement différente (plus "felsique") et où les processus d'altération et de sédimentation (chimique et mécanique) étaient plus efficaces.

De leur côté, les sédiments de la zone houillère témoignent d'une évolution chimique avancée assez typique des associations schisto-gréseuses épicontinentales, telle la série de la Chataigneraie utilisée ici comme référence (Diag. 20 B).

Dans le Westphalien (caractérisé par un large développement des charbons et des niveaux ferrugineux et sulfurés -goethite, pyrite), la dualité grès-schistes s'exprime essentiellement entre la teneur en quartz et la nature de la teneur en argiles et sulfures. Il apparaît ainsi, une dérive au sein des shales vers le point figuratif des oxydes de fer ; les horizons à charbons étant associés aux termes enrichis en fer et sulfures. Tant dans les grès que dans les schistes, la phase argileuse a du subir des modifications notables en fonction de l'évolution des conditions du milieu de sédimentation ? (évolution kaolinite-illite) et au sein des argiles ferro-magnésiennes.

Le Stéphanien de la zone houillère, bien que le nombre d'analyses soit insuffisant ($n = 4$), possède une tendance géochimique définie par le couple grès-schistes qui s'écarte notablement de celle du Westphalien. Les schistes sont nettement plus potassiques (tendance dirigée vers la limite illite-FK) et les grès contiennent à côté du quartz une fraction feldspathique sodique. La tendance géochimique du Stéphanien est dominée par l'influence de la charge feldspathique (plagioclases-feldspaths potassiques) et de la charge quartzreuse ; les phases ferro-magnésiennes importantes dans les sédiments westphaliens, sont ici nettement subordonnées ($Fe+Mg < 100$ milliatomes/g - Diag. 20 B).



Diag. 20. Répartition des champs dans le diagramme Fe + Mg - Al.
 Diag. 20 A. Même légende que le diagramme 18 A.
 Diag. 20 B. Même légende que le diagramme 18 B.

On peut concevoir, à travers la nature des apports qu'à partir du Stéphanien, la composition de la source subit une modification : il peut s'agir d'"arrivages" volcanogéniques acides rhyodacitiques-rhyolitiques, puisque l'activité magmatique calcoalcaline est commune à toute la zone briançonnaise externe durant le "Carbonifère terminal et le Permien". Cette hypothèse va dans le sens des observations de J. FABRE (1961) qui signalait déjà l'existence de quartz authentiquement rhyolitiques dans ce Stéphanien.

Le Permien de la zone houillère n'a pas été l'objet d'un échantillonnage géochimique (6 analyses dans R. FEYS, 1957).

Par contre, le Permien présumé (entre Trias daté et métasédiments carbonifères) du Briançonnais interne, en légère discordance cartographique sur les métasédiments de Vanoise septentrionale et méridionale notamment, est mieux connu géochimiquement (région de la Plagne - Champagne en Vanoise, jouxtant le terrain d'étude, J-L. AINARDI, 1976).

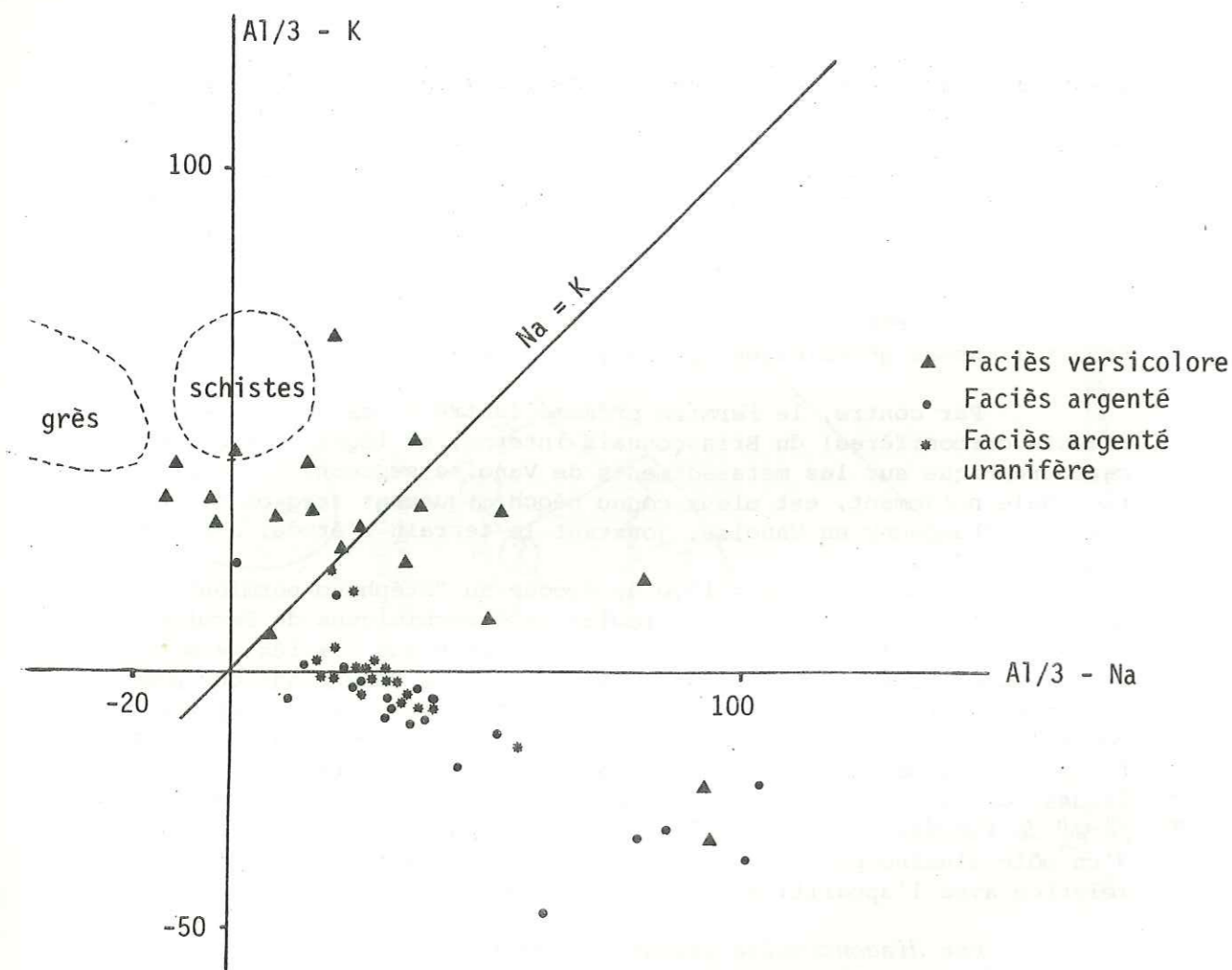
En Ambin, M. GAY (1970 a) évoque un "Stéphano-permien" dans lequel on retrouve les particularités géochimiques du Permien étudié par J-L. AINARDI. La polarité stratigraphique (faciès versicolore à la base, faciès argenté au sommet) montre deux tendances géochimiques nettement définies. Le faciès versicolore basal comporte, comme l'a souligné J-L. AINARDI, des sédiments peu matures s'apparentant aux "grawackes" avec des dominantes alumino-ferrifères et sodiques. Ce faciès s'enracine dans les siltstones de la série "carbonifère" de Vanoise septentrionale (Diag. 21), puis dérive en direction d'un pôle alumino-potassique et accessoirement alumino-magnésien, en relation avec l'apparition de niveaux carbonatés en lentilles.

Une discontinuité géochimique apparaît avec le faciès argenté supérieur. Elle se traduit par un enrichissement en quartz et par le développement d'une phase argileuse alumino-potassique (illites → feldspaths potassiques).

Cette dernière tendance apparaît également dans l'échantillonnage du Permien présumé d'Ambin figuré sur les diagrammes 18 et 20. L'enrichissement en quartz s'accompagne, dans cette région, au niveau des grès d'une contribution du plagioclase (albitique).

En résumé, il est à remarquer que la base du Permien présumé représente d'abord une évolution sédimentaire plus poussée de la série "Carbonifère" de Vanoise septentrionale et en conséquence, la coupure géochimique la plus flagrante est intra-"permienne" et non à la base de ce Permien.

En outre, la tendance géochimique manifestée par la partie supérieure du Permien, s'apparente à celle du Stéphanien de la zone



Diag. 21. Comportement différentiel de l'aluminium et des alcalins dans le Permien de la région de La Plagne - Champagny en Vanoise (d'après J-L. AINARDI, 1976).

En tireté, les nuages grès-schistes du Carbonifère présumé de Vanoise septentrionale.

houillère (quartz-feldspath potassique-albite). Il est alors tentant d'y voir à nouveau l'influence d'une source quartzo-feldspathique (plus potassique) telles les rhyolites permiennees ou "gneiss du Sapey".

* Conclusions

En écartant toutes les considérations d'âge et de métamorphisme des séries sédimentaires étudiées ici, il apparaît que les *sédiments paléozoïques* des différents massifs du *Briançonnais interne* possèdent une parenté et *dérivent vraisemblablement de sources à dominante volcanique calco-alcaline (andésites-dacites-rhyodacites)*. Au Nord, (Vanoise septentrionale) ces sédiments sont enracinés géochimiquement sur la tendance magmatique. Vers le Sud (Vanoise méridionale, et surtout Ambin) apparaît une évolution sédimentaire un peu plus franche, permettant la séparation des phases détritiques, grossières (quartz-feldspaths) - fines (argiles) ; cette évolution s'accompagne d'un caractère plus aluminopotassique dans les schistes.

Les *sédiments westphaliens et stéphaniens* de la zone houillère appartiennent à une *série sédimentaire grésopélique "normale"* dans laquelle les phénomènes d'altération et de tris sont bien exprimés (maturation).

Il est à remarquer que le présumé Permien basal du domaine briançonnais interne représente une évolution sédimentaire plus poussée de la série sous-jacente, tandis que sa partie supérieure s'apparente au Stéphanien de la zone houillère.

Ceci conduit à mettre en évidence :

1° une *coupure géochimique intrapermienne* et non infrapermienne comme on aurait pu s'y attendre.

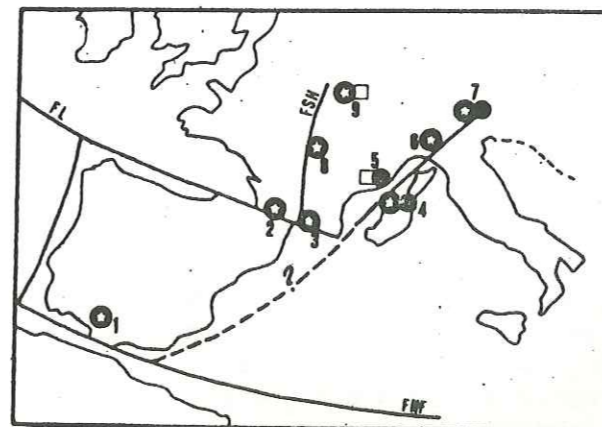
2° une *nouvelle manifestation des diachronismes* * d'évolution des bassins paléozoïques du domaine briançonnais s.l.

* *Diachronisme* : un phénomène géologique (type de production magmatique, condition de sédimentation ou type de déformation) qui, sur l'étendue d'un domaine géologique (ex. domaine orogénique), présentera un âge différent en chaque point de l'étendue.

SIGNIFICATION ET PLACE DU MAGMATISME DANS LE DOMAINE
ALPIN FINI - PALEOZOÏQUE

1. PLACE DU MAGMATISME DANS L'EUROPE FINI-PALEOZOÏQUE.

On a vu précédemment la complexité du magmatisme prépermien du domaine interne du Briançonnais et plus particulièrement de Vanoise septentrionale, qui met en présence des roches de sites géotectoniques très variés.



1. Ceinture sulfurée sud-ibérique (Carbonifère inférieur, Routhier, 1978)
2. Pic du Midi d'Ossau (Permien, Bixel *et al.*, 1980)
3. Sierra del Cadi (Permien, Morre *et al.*, 1964)
4. Corse et Sardaigne (Permien, Vellutini, 1977)
5. Estérel (Permien, Boucarut, 1971, Vellutini, 1977)
6. Zone briançonnaise (Permo-Carbonifère)
7. Bolzano (Permien, Léonardi *et al.*, 1956, Vellutini, 1977)
8. Monts du Lyonnais (Piantone, 1980)
9. Vosges méridionales (Viséen, Bébien et Gagny, 1980)

FSH : faille sillon houiller
FL : faille du Labrador Biscaye
FNF : faille de Sud de Terre Neuve

Figure 34 - Position de quelques gisements volcaniques carbonifères et permien dans la reconstitution de l'Europe hercynienne avant l'ouverture de l'Atlantique (d'après : BULLARD *et al.*, 1965 ; BARD *et al.*, 1971 ; ARTHAUD et MATTE, 1977 ; VELLUTINI, 1977).

Ce phénomène n'est en aucun cas exceptionnel dans l'Europe finipaléozoïque (fig. 34). Dans les Vosges méridionales (J. BEBIEN et C. GAGNY, 1978) un volcanisme calco-alcalin d'âge Viséen est accompagné de roches tholéitiques. En Sardaigne, en Corse (P. VELLUTINI, 1977) et en Italie du Nord, dans la région de Bolzano (P. LEONARDI *et al.*, 1959 ; P. VELLUTINI, 1977) un cycle alcalin fait suite à un volcanisme calco-alcalin daté du Permien. Ce cycle Permien est également générateur de volcanites ; dans l'Esterel se mêlent des termes aux caractères franchement alcalins à des termes tholéitiques.

Comme dans la zone houillère, le volcanisme dominant est calco-alcalin en Espagne, dans la ceinture sulfurée sud-ibérique (P. ROUTHIER *et al.*, 1978) où il est daté du Carbonifère inférieur (Dinantien). Dans les Pyrénées : dans la Sierra del Cadi (N. MORRE *et al.*, 1964) et au Pic du Midi d'Ossau (F. BIXEL *et al.*, 1980) un même type de volcanisme est daté Permien.

Les modèles interprétatifs actuels opèrent une sélection parmi les paramètres géologiques, contrôlant l'évolution magmatique, notamment dans les cas les plus complexes où se cotoient des termes "alcalins", calco-alcalins et tholéitiques (cas du domaine Briançonnais).

C.H. SCHOLTZ *et al.* (1971) ont proposé un schéma évolutif permettant d'expliquer par un changement du régime des contraintes le passage d'un magmatisme calco-alcalin à un magmatisme alcalin à tholéitique. Leur modèle s'appliquait en l'occurrence à la région du Nevada dans la zone de la faille de San Andreas où l'on observe actuellement les structures de type "Basin and Range". Les hypothèses envisagées, permettaient à partir des données géochimiques (volcanisme aux caractères ambigus) et géophysiques (amincissement de la croûte au droit de la zone étudiée), de faire évoluer le volcanisme par oblitération d'une zone de subduction par un phénomène de "rifting" continental (Basin and Range Structure).

Ce sont ces mêmes hypothèses qui ont servi à V. LORENTZ et I.A. NICHOLLS (1976) pour l'établissement de leur schéma d'évolution géostrutturale de l'Europe de l'Ouest du Viséen au Permien supérieur.

P. PIANTONE (1980) retient également le schéma proposé par C.H. SCHOLTZ *et al.* (1971) mais souligne l'absence de trace pouvant marquer la suture d'une zone de subduction ; absence notamment de minéraux de métamorphisme de haute pression dans l'Europe hercynienne. Il remarque également, à la suite de F. ARTHAUD et P. MATTE (1977), que ces magmas pourraient s'être mis en place à la faveur de grandes discontinuités transcontinentales.

On remarquera au-delà de toutes tentatives d'explications, que la mise en place du magmatisme paléozoïque s'effectue à des âges de plus en plus récents (diachronisme) du Nord-Nord-Ouest vers le Sud-Sud-Est [Viséen dans les Vosges, avec changement de régime volcanique au Viséen moyen (proto-tethys ?) ; Permien dans les Pyrénées et l'Esterel].

Ceci indique que les domaines non suturés, bordant les provinces impliquées dans l'évolution orogénique calédono-varisque, migraient vers le Sud ou le Sud-Est de l'Europe hercynienne, c'est-à-dire vers le domaine alpin actuel.

2. MODELE D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS DANS LES ALPES AU PALEOZOIQUE SUPERIEUR.

2.1. RECAPITULATION DES FAITS :

En résumé, les comparaisons effectuées au sein du domaine Briançonnais, ont montré que :

- en zone houillère, il existait un cycle calco-alcalin bien différencié affectant tout le Permo-Carbonifère. Les granitoïdes probablement permien (gneiss du Sapey) pouvaient clore ce cycle.

- dans le Briançonnais interne, on identifie la proximité d'un cycle calco-alcalin par les caractéristiques chimiques de la série métasédimentaire (arc volcanique calco-alcalin altéré et sédimenté "sub-sur place") et l'existence de roches vertes prasinitiques de type calco-alcalin (andésites, basaltes du Ponturin-Friolin). Un cycle magmatique aux significations géodynamiques distinctes de celui de la zone Briançonnaise externe apparaît sous la forme d'un complexe filonien basaltique (tholéites intraplaques). Cette évolution peut être en partie parallélisée avec l'évolution du Briançonnais ligure interne (L. CORTESOGNO ; M. VANOSSI, R. VANUCCI, 1983).

En dernier lieu, on peut caractériser l'existence d'une série magmatique, dilacérée tectoniquement et représentative d'une association (cumulats grenus basiques -"ultra-basiques"- laves basaltiques, sills - "tufs felsiques"- "quartz kéraatophyres") de type ophiolitique (Complexe de la Sauvire). La sub-continuité cartographique des lambeaux de cette série (40-50 km) "intra-supra" séries sédimentaires paléozoïques de la zone Briançonnaise interne constitue un argument de terrain en faveur de l'interprétation géochimique.

Il est possible à partir de ces faits de bâtir des schémas géodynamiques prenant en compte l'évolution magmatique et sédimentaire.

L'absence de tout support chronologique ne permet pas de caler précisément l'enchaînement des différents événements dans ce domaine orogénique vraisemblablement polycyclique. C'est d'abord pour cette raison que les étapes évolutives reconstituées possèdent un caractère hypothétique.

Pour donner une explication globale de l'évolution géodynamique, conservée de façon fragmentaire dans chacune des zones, il est nécessaire de faire intervenir les aspects suivants :

- *diachronisme des évolutions magmatique et sédimentaire de chacune des zones ;*
- *évolution sédimentaire et magmatique oblique à transversale sur la zone briannonnaise "alpine", impliquant une composante de translation sur le dispositif paléogéographique ;*
- *polarité orogénique WE à NW-SE du segment varisque d'Europe méridionale et orientale durant le Carbonifère supérieur - Permien (P. LEFORT, in litt.).*
- *existence dans les massifs cristallins internes (R. TRUMPY, 1980) d'un magmatisme exclusivement acide (granites, rhyolites) durant la période Stéphanopermienne.*

2.2. MODELE D'EVOLUTION. (Fig. 35).

Le modèle présenté permet l'intégration de données résultant de méthodes d'approches différentes : observations de terrain, géochimie, utilisation du cadre régional selon les lignes directrices générales de l'évolution orogénique calédonno-varisque. Le support plaquiste est utilisé pour permettre d'examiner certaines conséquences (sédimentation-magmatisme). Les points du modèle qui tiennent de la théorie plaquiste telle qu'on la trouve maintenant dans les manuels de l'enseignement secondaire ne sont pas commentés. Ce modèle présente également une vision géologique très actuelle de cette région : héritage calédonno-varisque du domaine alpin.

Etape 1 : Carbonifère inférieur-moyen.

Néoformation ou préexistence d'un bassin marginal. Ce bassin sépare deux domaines continentaux : l'un à l'Ouest (A), stabilisé depuis

le Carbonifère inférieur (phases bretonne et sudète) et sur la marge duquel s'établit le domaine briannonnais carbonifère ; l'autre (B), édifié principalement durant le cycle calédonno-varisque (R. TRUMPY, 1980) correspond aux massifs cristallins internes.

Conséquence de la fermeture et rotation du domaine A (Vosges, Lyonnais, massifs cristallins externes) , durant la période dévono-stéphanienne, une zone de subduction oblique apparaît sur la marge briannonnaise.

Etape 2 : Westphalien.

Une autre zone de subduction oblique mais à pendage inverse de la précédente apparaît sous la marge du domaine continental B. A l'Ouest, le développement des bassins houillers [suivant un dispositif vraisemblablement "en échelon" en réponse à la composante oblique de translation imposée lors du rassemblement des deux domaines continentaux (A) et (B)] est suivi de près par les premières manifestations volcaniques associées à la subduction.

On peut établir ici un parallèle entre le site géodynamique actuel de formation des bassins à charbons de Sumatra (J-F. BECQ-GIRAUDON, 1983) et le site paléogéodynamique des bassins houillers du domaine alpin envisagé dans le modèle.

Il convient cependant de revoir l'évolution des bassins de l'arc Indonésien en fonction de l'implantation de l'arc (marge continentale ou intra-océanique) et de l'évolution de la zone de subduction (vitesse, degré d'obliquité). Alors que l'implantation de l'arc sur une marge continentale peut conduire à un dispositif relativement stable dans l'espace avec migration arrière-arc des bassins, l'implantation de l'arc à l'avant de la marge en position intra-océanique peut conduire à une migration océanique de la zone d'arc avec formation de bassins avant-arc à l'arrière des écailles soulignant la migration du plan de subduction.

Dans l'un ou l'autre cas, on aboutit à la production de bassins diachrones, mais leur sens de migration est inversé ; le développement des charbons allant de paire avec le caractère régressif des conditions de dépôts. On aura alors très schématiquement en fonction de la polarité de l'évolution :

- des bassins à charbons dans un domaine arrière-arc ;
- des bassins pauvres ou dépourvus de charbons (peu ou pas productifs) dans un domaine avant-arc.

Dans les relations entre Briançonnais interne et Briançonnais externe, on note de fait, une réduction des "niveaux charbonneux" de la zone briançonnaise externe vers la zone briançonnaise interne.

On peut paralléliser cette évolution quantitative et qualitative des niveaux à charbons avec le degré de maturation de l'environnement sédimentaire. On retrouve des caractères de maturité sédimentaire dans le Westphalien (niveaux productifs) de la zone briançonnaise alors que les mêmes caractères n'apparaissent dans la zone briançonnaise interne que dans le "Permien" (cf. la transition géochimique au niveau du faciès argenté "permien", J-L. AINARDI, 1976).

La polarité indiquée par l'évolution sédimentaire apparaît donc cohérente avec la polarité évoquée à partir de l'évolution magmatique (W-E à NW-SE), polarité indiquée par l'évolution orogénique calédoño-varisque depuis les domaines strictement calédonien, puis calédoño-breton, puis calédoño-sudète, enfin calédoño-asturien (J-C. GUEZOU et J-M. QUENARDEL, rapport inédit, 1982).

On peut, par analogie avec l'évolution dans le temps et l'espace des bassins à charbons de Sumatra (J-F. BECO-GIRAUDON, 1983) faire une estimation de l'intervalle de temps séparant l'évolution de deux zones contiguës. A Sumatra, les intervalles sont de l'ordre de 15-20 MA. Si on applique un intervalle de même ordre à l'évolution diachrone zone briançonnaise externe-zone briançonnaise interne, en prenant la limite du Westphalien supérieur comme limite supérieure des "conditions de maturité", on obtient pour la coupure "intra-permienne" (échelle de ODIN *et al.*,) environ 280 MA soit intra-Autunien. On notera que cet intervalle est très court (20 MA) pour la suite des modifications à effectuer dans les étapes suivantes.

Etapes 3 et 4 : Stéphanien ?

Le nouveau plan de subduction apparu sous la marge du domaine continental B permet le développement d'un magmatisme calco-alcalin (étape 3) générateur de granitoïdes (étape 3) (R. TRÚMPY, 1980).

Progression du plan de subduction à l'avant de l'arc qui disparaît sous les dépôts westphalo-stéphaniens. Un nouvel arc à volcanisme calco-alcalin se développe à l'aplomb du plan de subduction. Celui-ci s'érode au fur et à mesure qu'il se crée et permet les dépôts des sédiments à horizons charbonneux de Vanoise septentrionale (Briançonnais interne) dans un bassin qui tend à s'isoler progressivement du domaine marin franc (étape 3).

L'achèvement de la destruction et du remaniement des édifices volcaniques calco-alcalins, coïncide avec la fermeture du bassin "océanique"

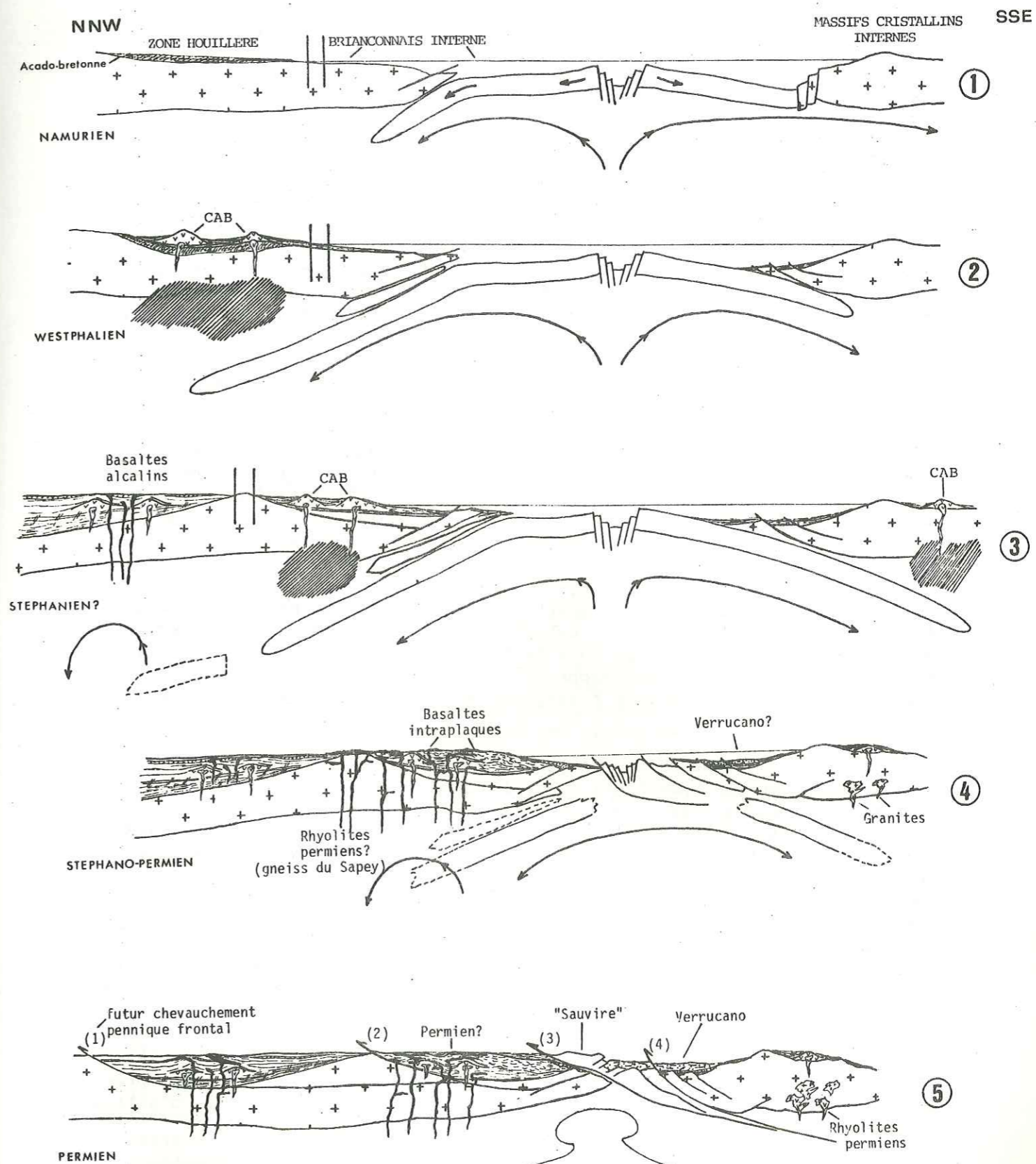


Fig. 35. Essai d'interprétation de l'évolution du domaine briançonnais alpin au Paléozoïque supérieur, dans l'hypothèse de la tectonique des plaques.

marginal séparant les deux domaines continentaux. La croûte océanique est obductée durant la collision A-B.

L'absorption de la croûte subductée provoque une nouvelle perturbation intra-mantellique à l'aplomb des bassins d'arcs entraînant la génération de magmas tholéitiques à l'origine du complexe filonien du domaine Briançonnais interne.

A l'arrière en zone Briançonnaise externe, une cellule de convection secondaire, ou hot spot, créée par l'engloutissement d'une portion rompue du plan de subduction, permet la mise en place d'un volcanisme à tendance alcaline jusque dans le Stéphano-Permien ("gneiss" du Sapey entre autre, étape 4).

Dans la zone Briançonnaise externe, parmi le stock magmatique calco-alcalin, il apparaît d'après la compilation effectuée (R. FEYS, 1957 ; J. FABRE, 1961 ; P. PIANTONE, 1980) un nombre restreint de roches au chimisme original caractérisé, au niveau des oxydes majeurs, par des teneurs relativement élevées en titane (cf. Diag. 16 B) tant pour les termes basiques qu'intermédiaires. Les teneurs en titane sont plus élevées que celles des moyennes d'andésites et de dacites des séries calco-alcalines compilées, et s'approchent, soit des moyennes de termes d'une série shoshonitique, riche en titane, soit de termes mafiques et intermédiaires de séries alcalines (R. LEFEVRE, 1979). Ces laves encore mal identifiées dans l'échantillonnage de terrain et par conséquent mal calées dans la chronologie relative du magmatisme Briançonnais externe, impliquent du point de vue pétrogénétique un déplacement soit dans le temps, soit dans l'espace vis-à-vis du cortège calco-alcalin Briançonnais externe. D'après J-F. FABRE (1961), l'activité magmatique en zone Briançonnaise externe ne paraît pas dépasser un "Néopermien".

Dans la zone Briançonnaise interne, le magmatisme syn- à post-sédimentaire est bien caractérisé par le chimisme des sills et filons-couches (tholéiites intra-plaques).

Le site exact de l'évolution de la série sédimentaire de la zone Briançonnaise interne demeure problématique. Cependant, son enracinement chimique dans un domaine "immature" selon un "trend" voisin du "trend" magmatique des séries calco-alcalines, exclut un remaniement important (altération, transport) de la source magmatique. Une origine du stock sédimentaire à partir de la zone Briançonnaise externe ne paraît pas possible étant donné l'absence (ou la présence non encore remarquée) d'une coupure notable (non dépôt, discordance) au passage westphalien-stéphanien-stéphano-permien dans la série de la zone Briançonnaise externe.

L'opposition des types chimiques des complexes de sills et dykes dans chacune des zones implique, si l'on conserve l'intervalle de temps précédemment défini (15-20 MA ; intervalle qui s'accorde plus ou moins d'ailleurs

avec les hypothèses de terrain), une migration dans l'espace des zones de production magmatique.

L'espace que l'on a réservé entre zone Briançonnaise externe et zone Briançonnaise interne doit être pris comme une façon de concevoir le temps dans un espace orogénique ; il souligne en même temps, une discontinuité spatiale réelle entre zone Briançonnaise externe et zone Briançonnaise interne qu'il serait arbitraire de rapporter exclusivement au cycle alpin étant donné l'évolution disjointe de ces deux zones durant le "Carbonifère supérieur".

Etape 5 : Eo-Permien ?

La compression s'accroît et provoque une série de grands écaillages au sein des couvertures du domaine continental A. La lame de croûte océanique peut être reprise dans ce développement tectonique et former les copeaux du complexe magmatique de la zone Briançonnaise interne (complexe de la Sauvire, de Chasseforêt, série rubanée du Ruitor).

En zone Briançonnaise externe, les dépôts du Néo-Permien cachant les dernières manifestations éruptives acides, suivraient la phase saalienne.

Les grands écaillages de la couverture induisent les futurs grands accidents alpins : chevauchement de la zone houillère sur la zone sub-Briançonnaise (au Sud) et sur la zone Valaisanne (au Nord) (1), chevauchement du Briançonnais interne sur la zone houillère (2). Chaque écaille aura sa propre évolution alpine. Ainsi disparaît l'"espace" correspondant à la transition zone Briançonnaise externe - zone Briançonnaise interne ; "espace" dans lequel les gneiss du Sapey se trouvent impliqués.

Un volcanisme sub-effusif, conséquence des perturbations encore sensibles dans le manteau supérieur, peut apparaître au sein du domaine B (R. TRÜMPY, 1980).

Cet enchaînement des événements magmatiques tient au choix que l'on a fait en ce qui concerne le complexe magmatique de la zone Briançonnaise interne (complexe de la Sauvire, etc...).

Ce choix n'en est pas un en ce qui concerne la tectonique puisque, quelle que soit l'alternative de l'interprétation magmatique, la tectonique est nécessaire. Il faut remarquer que le choix du site géodynamique de l'association magmatique s'accorde avec l'évolution du domaine de transition marge-arc - avant-arc et repose :

1) sur des arguments chimiques encore insuffisants mais significatifs (existence de IAT associées dans le complexe basique alors que ce type de tholéiites (pauvres en titane) n'apparaît pas dans les basaltes associés aux complexes stratifiés intra-continentaux.

2) sur l'association volumétriquement importante de quartz-kératophyres (type plagiogranites et non "granophyres continentaux" - Nord et Est de Bellecôte, Vanoise méridionale, Ruitor -) ;

3) sur la présence de quartzites purs "jaspoïdes" contrastant avec l'absence totale de quartzites dans les métasédiments de Vanoise.

Ce qui tient de l'arbitraire dans ces étapes, c'est le choix de la période et du style de la tectogenèse. L'absence de calage chronologique précis dans un domaine orogénique polycyclique conduit toujours, même lorsque la géochronologie vient à la rescousse, à laisser libre le champ des hypothèses et par conséquent celui des controverses.

3^{ème} PARTIE :

LE ZIRCON DANS LES ROCHES DU MASSIF
DE BELLECOTE.

ETUDE TYPOLOGIQUE.
IMPLICATIONS PETROGENETIQUES.

GÉNÉRALITÉS.

Parmi les minéraux accessoires lourds, le zircon ($d > 2,9$, dureté = 7 à 8) est apparu très tôt aux minéralogistes comme le plus riche d'informations. L'étendue et la constance de sa répartition sont remarquables; ceci est à rapporter à sa relative "inertie" vis-à-vis des agents physiques et chimiques. Il présente en outre, de nombreuses particularités morphologiques observables et analysables qui peuvent contribuer efficacement à la résolution de nombreux problèmes en pétrologie.

Les zircons sont ainsi des minéraux extrêmement stables, qui, une fois nés dans le magmatisme ou dans les transformations catazonales, ne changent en général plus que par l'usure du transport. Ils sont ainsi d'excellents traceurs. Dans les roches de Vanoise septentrionale, la morphologie des zircons a presque toujours été altérée par une usure. Ceci a pour conséquence de limiter fréquemment les interprétations à partir des données fournies par la méthode dite "typologique" de classification des zircons, développée par JP. PUPIN à partir de 1972 (voir aussi J-P. PUPIN 1976, 1980, 1981) et appliquée dans ce mémoire.

1. RAPPELS HISTORIQUES.

Les travaux les plus anciens furent souvent basés sur des caractères trop qualitatifs pour aboutir à des conclusions positives. Jusque vers 1950, trois critères fondamentaux étaient utilisés conjointement ou séparément pour les études de classifications :

- étude statistique des dimensions des cristaux;
- degré d'usure (arrondissement) ou de corrosion des cristaux;
- étude de la morphologie.

A. POLDERWAART (1950) a proposé d'utiliser les courbes d'élongations (longueur / largeur) - fréquence des populations de zircons de roches endogènes. Il mit ainsi le zircon au premier plan des minéraux accessoires lourds.

Un peu plus tard , son école propose une autre méthode statistique appliquée aux caractéristiques dimensionnelles dite R.M.A (Reduced Major Axes) (L-H. LARSEN et A. POLDERWAART , 1957; A. ALPEX et A. POLDERWAART , 1957). Cette méthode a été largement utilisée depuis lors.

En 1972 , J-P. PUPIN et G-H. TURCO abordent l'étude morphologique des cristaux de zircons et mettent au point une classification qui permet de différencier et de comparer les populations de zircons, puis d'envisager les relations pouvant exister entre les formes du minéral et ses conditions de genèse.

2. INTERET DE L'ETUDE TYPOLOGIQUE.

La méthode d'étude typologique des populations de zircons se révèle un moyen utile pour aborder les problèmes pétrogénétiques.

Les caractères typologiques du zircon , c'est-à-dire les caractères tenant compte du développement relatif des faces cristallines , dépendent notamment de la température et de la chimie (balance aluminium / alcalins) du milieu de cristallisation. La teneur en eau des magmas , en particulier des magmas granitiques , intervient sur le temps de cristallisation du zircon , donc indirectement sur la typologie.

A côté de la typologie (ou étude des formes cristallines par l'indexation des faces des cristaux microscopiques) , les autres caractères morphologiques (qualité des formes cristallines , couleur groupements cristallins, macles , gradins de croissance , lacunes de croissance , corrosion , surcroissances , excroissances , noyaux, zonage , altération , inclusions , fracturation) contribuent à fournir des indications complémentaires.

Les principales applications concernent la genèse des magmas acides (granites , rhyolites) , l'origine des particules détritiques dans les roches sédimentaires , l'origine du matériel des formations métamorphiques épi- et mésozonales non migmatitiques , ortho ou para-dérivées. Lors de l'étude de problèmes régionaux de roches magmatiques, l'analyse morphologique des zircons fournit des arguments pour préciser le caractère cogénétique , ou la spécificité propre , de massifs distincts. Pour un même massif , elle peut faire ressortir l'unité génétique des roches qui le composent.

La méthode typologique constitue ainsi un complément d'information efficace et non dépourvu d'intérêt aux études classiques de la pétrographie.

Il faut rappeler après J-P. PUPIN (1976) que c'est essentiellement dans les roches plutoniques que la représentation du zircon est la plus grande , que ce soit dans les termes acides ou intermédiaires. Sa distribution peut également être remarquable dans les sédiments dérivés de tels socles. Dans les termes basiques , ce minéral fait généralement défaut. Il est donc absent dans les sédiments qui en sont issus , à l'exclusion des formations polygéniques qui peuvent contenir des zircons de toutes origines.

Son utilisation dans le cadre des roches volcaniques se trouve limitée par l'existence de termes à degré de cristallinité variable dans une même série et par l'absence de zircons primaires dans les termes les plus basiques.

Dans les roches métamorphiques , la recristallisation des populations de zircons apparaît dans les termes migmatitiques ou anatectiques. Dans les roches métamorphiques épi- et mésozonales non migmatitiques , les zircons d'origine "sédimentaire" ou "pluto-volcanique" sont généralement conservés sans modifications morphologiques majeures (J-P. PUPIN et H-G. TURCO , 1981).

3. BUT DE LA PRESENTE ETUDE.

Après avoir étudié la géochimie de la série antépermienne, il paraît intéressant de comparer les résultats géochimiques avec les différentes informations fournies par l'étude typologique des zircons. Les lignées génétiques des matériaux volcaniques actuellement métamorphisés , ainsi que l'origine des particules héritées dans les formations métasédimentaires définies sur la base des critères typologiques des zircons , devraient logiquement apparaître en accord avec les données géochimiques.

L'évolution de la sédimentation au cours du temps est ici abordée avec l'étude typologique des zircons dans des formations plus récentes (Néopermien , Werfénien) de la zone étudiée.

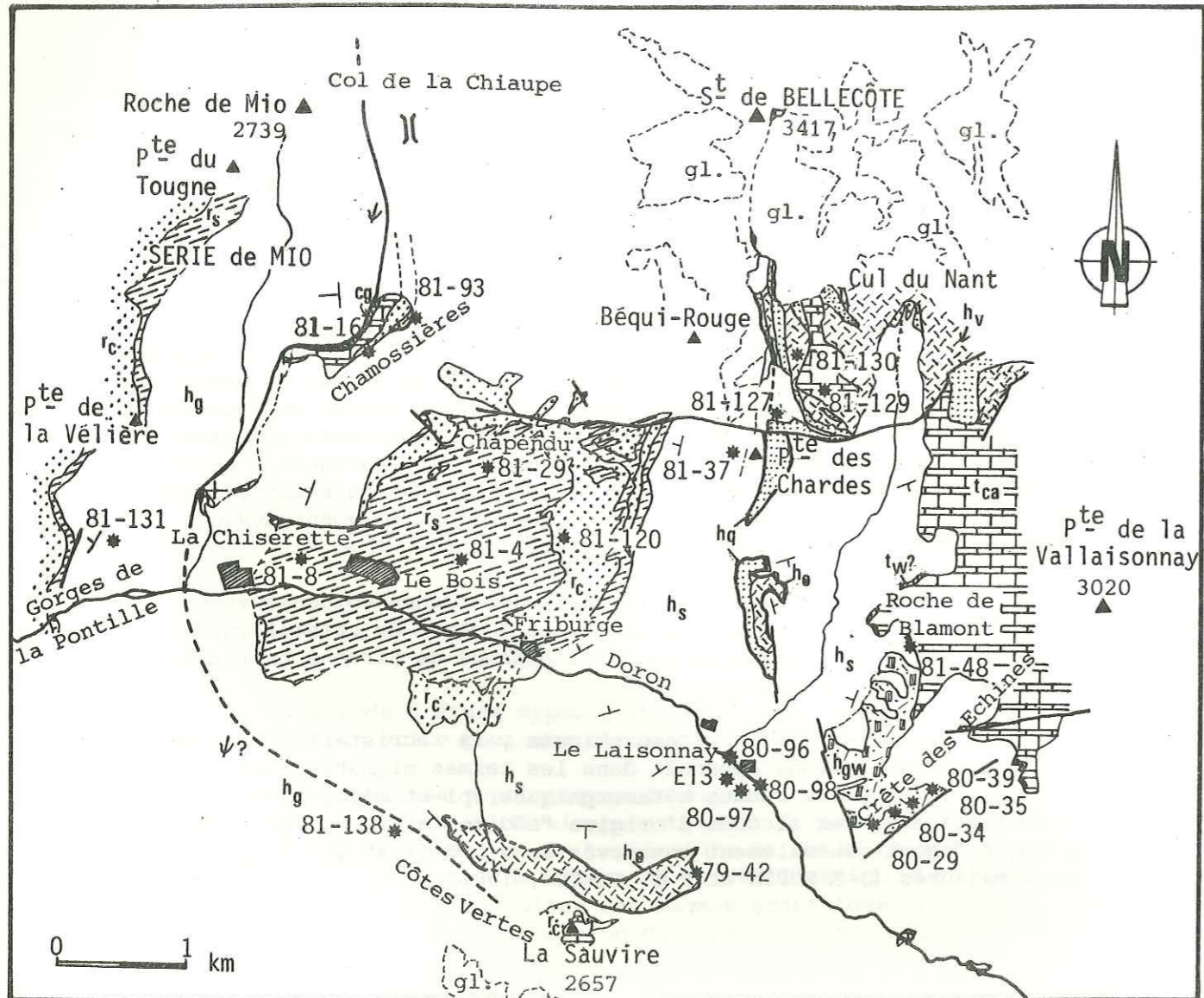


Fig. 36 . Carte de localisation des échantillons analysés pour leurs zircons par la méthode de JP. PUPIN.

- * localisation des échantillons.
 - Contours géologiques simplifiés:
 - t_{ca} série mésozoïque carbonatée; cg carnegules.
 - t_w Permien supérieur et Trias *indivis.*
 - r_s Permien schisteux.
 - r_c Permien microconglomératique.
 - h_q "Carbonifère" quartzitique
 - h_s "Carbonifère" schisteux
 - h_{gw} "Carbonifère" grauwackeux
 - h_v "Carbonifère" magmatique
 - h_g "Carbonifère" schisteux à bancs gréseux
- } Série de Bellecôte.
- } Série de Mio
- ↘ ↘? Accident majeur et son prolongement hypothétique déduit de la présente étude.
 - Failles. — contact anormal

Dans le cadre de ce travail, vingt et une populations réparties sur l'ensemble des faciès de la série de Bellecôte (accessoirement sur la série de Mio), ont été étudiées (cf. Carte de localisation des échantillons analysés pour leur zircons, Fig. 36).

L'application de cette méthode nouvelle sur les roches de la série de Bellecôte permet une approche originale de cette partie des Alpes. Elle peut parfois apparaître imprécise au lecteur, notamment dans son application aux roches sédimentaires. Cela tient au fait que les travaux de référence en pays métamorphiques sont à ce jour encore rares. En outre, faute de pouvoir me livrer à une étude exhaustive, je n'ai traité qu'un petit nombre d'échantillons, ce qui dans bien des cas, limite notablement les interprétations.

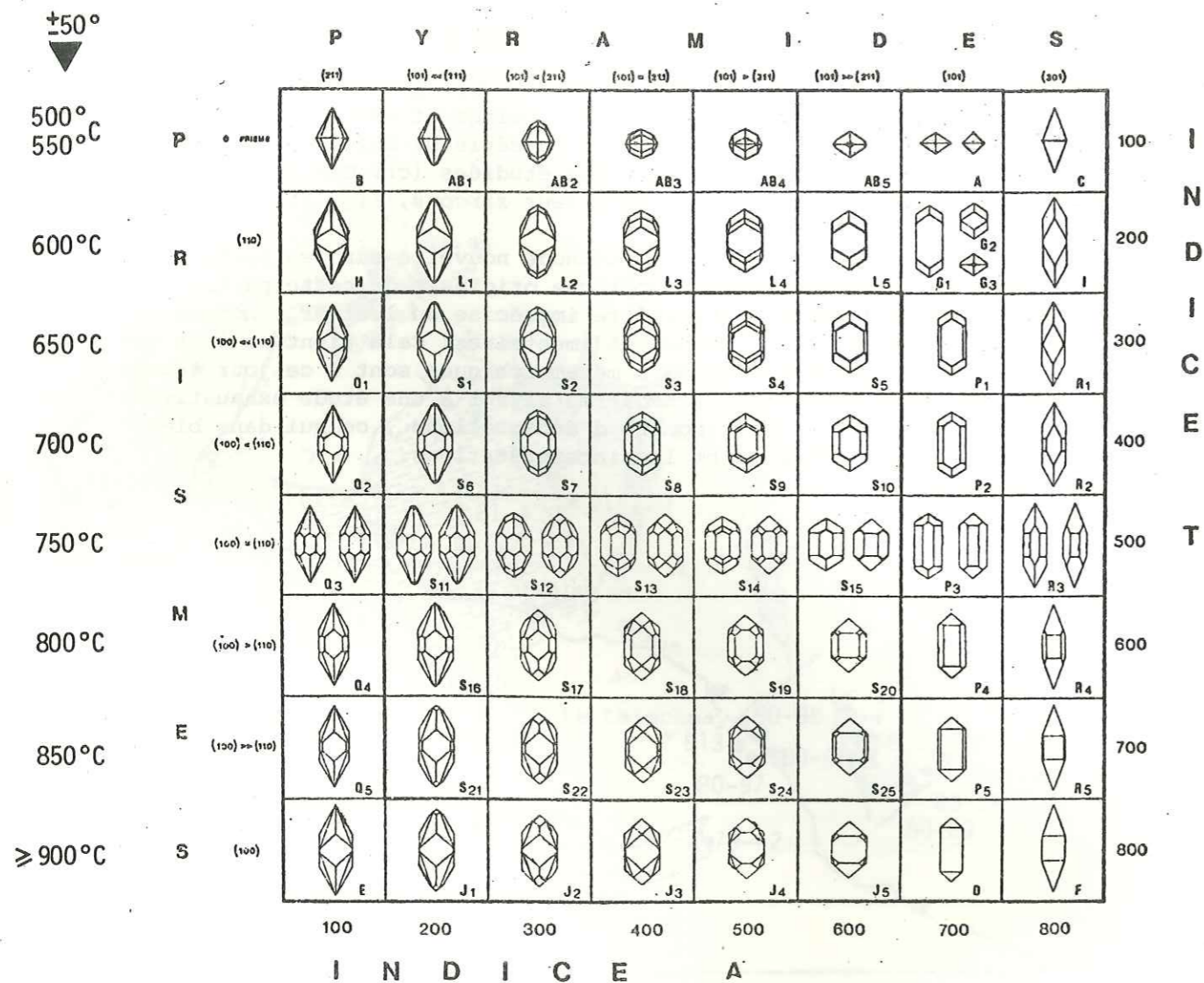


Fig. 37 . Types et sous-types fondamentaux de la classification typologique des zircons et échelle géothermique correspondante (J-P. PUPIN et G-H. TURCO , 1972 , a , b).

Les indices A et T ont été définis dans le but de procéder à des comparaisons plus précises. Ils tiennent compte de la totalité des critères morphologiques des cristaux automorphes et subautomorphes. L'indice A en abscisse, correspond au développement des faces pyramidales {211} et {101}, accessoirement {301}. L'indice T, en ordonnée, correspond au développement relatif des prismes {100} et {110} ou à l'absence de ceux-ci.

Le domaine du type S qui est de loin le plus courant dans la nature, est souligné par un trait renforcé. Ceci sera valable pour tous les diagrammes présentés.

BASES FONDAMENTALES DE LA MÉTHODE PROPOSÉE.

1. CLASSIFICATION TYPOLOGIQUE.

Les cristaux sont répartis en types et sous-types selon la nature et le développement des faces prismatiques et pyramidales.

1.1. Les types et sous-types fondamentaux.

Ils présentent 0, 1 ou 2 prismes et l'une des trois pyramides {101}, {211} ou {301} ou la combinaison {101} + {211}. Les 16 types fondamentaux (c'est à dire les types A, B, C, AB, D, E, F, G, H, I, J, L, P, Q, R, S) correspondent aux formes les plus fréquentes rencontrées dans la nature. Les sous-types peuvent être plus ou moins nombreux (entre 1 et 25) (Fig. 37).

1.2. Les types secondaires.

Ils se déduisent des types principaux par l'adjonction d'une ou plusieurs pyramides supplémentaires (Fig. 38). Dans la majorité des cas, ces types apparaissent subordonnés dans les populations de zircons des roches endogènes.

On atteint ainsi une trentaine de types dont huit seulement sont fréquents dans la nature (types D, G, J, L, N, P, S, U de la Fig. 38). La représentation sous forme de tableaux (Fig. 37 et 38) permet une analyse aisée des résultats et facilite les examens comparatifs.

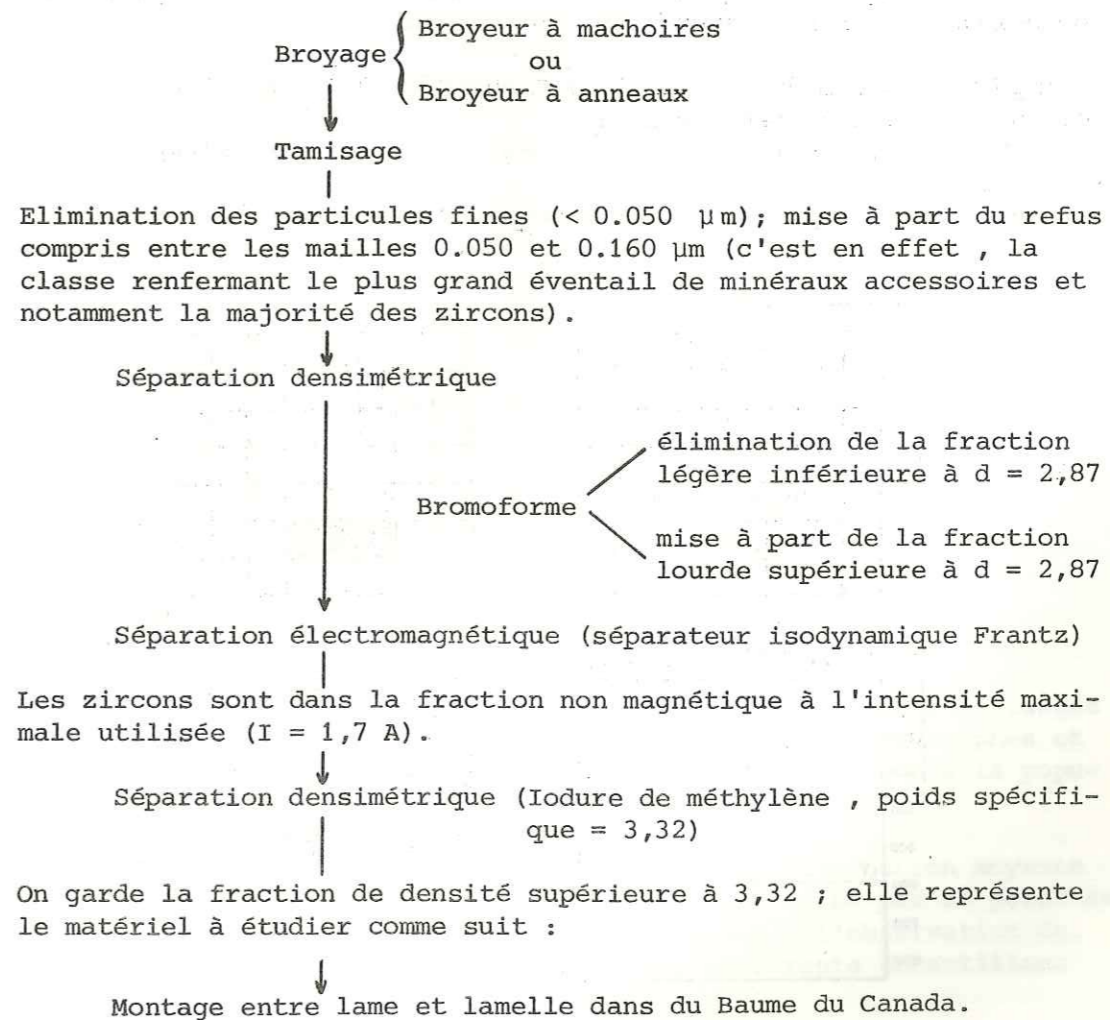
		I N D I C E A							
		100	200	300	400	500	600	700	800
I	100	B	AB ₁	AB ₂	AB ₃	AB ₄	AB ₅	A AC ₁₋₃	C
	200	H	L ₁ LZ ₁ O ₁	L ₂ LZ ₂ O ₂	L ₃ LZ ₃ O ₃	L ₄ LZ ₄ O ₄	L ₅ LZ ₅ O ₅	G ₁₋₃ GZ M ₁₋₃	I
D	300	Q ₁	S ₁ U ₁ V ₁ SZ ₁	S ₂ U ₂ V ₂ SZ ₂	S ₃ U ₃ V ₃ SZ ₃	S ₄ U ₄ V ₄ SZ ₄	S ₅ U ₅ V ₅ SZ ₅	P ₁ PZ ₁ T ₁₋₃	R ₁
	400	Q ₂	S ₆ U ₆ V ₆ SZ ₆	S ₇ U ₇ V ₇ SZ ₇	S ₈ U ₈ V ₈ SZ ₈	S ₉ U ₉ V ₉ SZ ₉	S ₁₀ U ₁₀ V ₁₀ SZ ₁₀	P ₂ PZ ₂ T ₄₋₆	R ₂
E	500	Q ₃	S ₁₁ U ₁₁ V ₁₁ SZ ₁₁	S ₁₂ U ₁₂ V ₁₂ SZ ₁₂	S ₁₃ U ₁₃ V ₁₃ SZ ₁₃	S ₁₄ U ₁₄ V ₁₄ SZ ₁₄	S ₁₅ U ₁₅ V ₁₅ SZ ₁₅	P ₃ PZ ₃ T ₇₋₉	R ₃
	600	Q ₄	S ₁₆ U ₁₆ V ₁₆ SZ ₁₆	S ₁₇ U ₁₇ V ₁₇ SZ ₁₇	S ₁₈ U ₁₈ V ₁₈ SZ ₁₈	S ₁₉ U ₁₉ V ₁₉ SZ ₁₉	S ₂₀ U ₂₀ V ₂₀ SZ ₂₀	P ₄ PZ ₄ T ₁₀₋₁₂	R ₄
T	700	Q ₅	S ₂₁ U ₂₁ V ₂₁ SZ ₂₁	S ₂₂ U ₂₂ V ₂₂ SZ ₂₂	S ₂₃ U ₂₃ V ₂₃ SZ ₂₃	S ₂₄ U ₂₄ V ₂₄ SZ ₂₄	S ₂₅ U ₂₅ V ₂₅ SZ ₂₅	P ₅ PZ ₅ T ₁₃₋₁₅	R ₅
	800	E	J ₁ JZ ₁ N ₁	J ₂ JZ ₂ N ₂	J ₃ JZ ₃ N ₃	J ₄ JZ ₄ N ₄	J ₅ JZ ₅ N ₅	D DZ K ₁₋₃	F

Fig. 38 . Position des types et sous-types fondamentaux (en gros caractères) et de quelques types et sous-types secondaires (en petits caractères) dans le diagramme (I.A , I.T) (d'après J-P. PUPIN , 1976).

NB. On se reportera aux nombreux travaux de J-P. PUPIN (1976 et 1980 notamment) et de J-P. PUPIN et G-H. TURCO (1972 a , 1975 a) pour la description détaillée de la méthode.

2. OBTENTION D'UNE POPULATION DE ZIRCONS.

Les populations de zircons sont obtenues en utilisant un protocole de concentration classique.



3. ETUDE DE LA POPULATION.

Cent cristaux entiers sont pris au hasard; ils sont déterminés typologiquement lorsque cela est possible et leurs autres caractères sont notés. Lorsqu'ils ont été étudiés, leur distribution typologique est fournie sous forme de tableau.

Exemple théorique : (d'après J-P. PUPIN, 1976, p. 23 et 24).

Soit une population renfermant :

	S ₁₂	S ₁₃	S ₁₇	S ₁₈	S ₁₉	S ₂₃	U ₁₈	Indéterminés
%	1	4	7	33	10	2	8	

Sa distribution typologique est reportée Fig. 39.

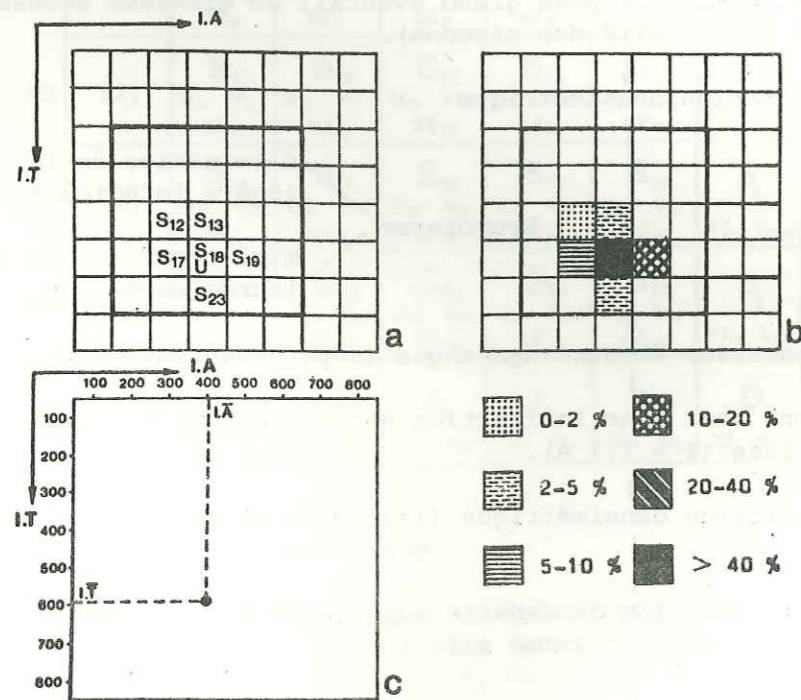


Fig. 39. Représentation d'une population théorique de zircons : position des sous-types rencontrés (a) et distribution typologique des la population avec indication des fréquences (b); point moyen (I.A, I.T) de la même population dans le diagramme (I.A, I.T) (c). Le cadre du type S est renforcé sur (a) et (b). (D'après J-P. PUPIN, 1976, p. 24).

J-P. PUPIN (1976, p. 24) affirme que dans la majorité des cas, les populations de zircons comprennent de 10 à 20 sous-types différents de fréquence variable. Les 5 sous-types les plus fréquents correspondent généralement à plus de 50% de la population. Une grande variété de sous-types traduit des conditions très changeantes du milieu de cristallisation du zircon.

Remarque pratique.

Lors d'une étude de 100 zircons entiers d'une population, les cristaux numérotés de 1 à 100, sont examinés successivement et leurs différents caractères sont mentionnés. Les autres zircons, non considérés dans cette statistique, sont également observés afin de déceler des particularités éventuellement non rencontrées précédemment (par exemple, d'autres sous-types, dont l'existence sera précisée par une croix (+) dans les tableaux de fréquence et par le figuré 0-2% dans les diagrammes typologiques).

Une population théorique est définie par :

$$I.\bar{A} = \sum_{I.A=100}^{800} I.A \times n_{I.A}$$

où I.A est l'indice correspondant à la colonne verticale envisagée (entre 100 et 800) et $n_{I.A}$ le pourcentage de zircons automorphes et subautomorphes contenus dans cette colonne et appartenant à la population étudiée recalculée sur 100 ($\sum n_{I.A} = 1$).

$$I.\bar{T} = \sum_{I.T=100}^{800} I.T \times n_{I.T}$$

où I.T est l'indice correspondant à la colonne horizontale envisagée (entre 100 et 800) et $n_{I.T}$ le pourcentage de zircons automorphes et subautomorphes contenus dans cette colonne et appartenant à la population étudiée recalculée sur 100 ($\sum n_{I.T} = 1$).

Ces deux indices définissent donc la distribution moyenne d'une population de zircons homogène d'une même roche par un point de coordonnées (I.A, I.T). Dans un même diagramme, l'observation de ces points peut montrer la répartition des différents échantillons d'un même massif ou d'une unité géologique.

Exemple de calcul.

Dans l'exemple théorique de la Fig. 39 :

$$I.\bar{A} = (300 \times \frac{0.08 \times 100}{65}) + (400 \times \frac{0.47 \times 100}{65}) + (500 \times \frac{0.10 \times 100}{65}) = 403$$

300 = indice A de la colonne verticale où {101} < {211}; $\frac{0,08 \times 100}{65}$ = fréquence des sous-types de cette colonne (S₁₂ et S₁₇) sur la totalité des cristaux déterminés.

De la même façon et dans les colonnes horizontales :

$$I.T = (500 \times \frac{0,05 \times 100}{65}) + (600 \times \frac{0,58 \times 100}{65}) + (700 \times \frac{0,02 \times 100}{65}) = \boxed{595}$$

Le point moyen de coordonnées (I.Ā, I.T̄) = (403, 595) peut donc être reporté dans le diagramme (I.A, I.T) et il caractérise la population étudiée (Fig. 39 c).

4. AUTRES CARACTERES DES ZIRCONS.

Si la méthode statistico-typologique permet de tirer un maximum de conclusions de l'étude des populations de zircons, les autres caractères peuvent renforcer cette étude.

* Qualité des formes cristallines : cristaux automorphes; subautomorphes (déterminables typologiquement); arrondis; subovoïdes; ovoïdes (non utilisables typologiquement ni orientables cristallographiquement) (Pl. I).

Dans les roches magmatiques, les zircons sont essentiellement automorphes; les formes ovoïdes peuvent résulter d'une usure par transport sédimentaire, d'une corrosion magmatique ou d'une croissance difficile.

* Couleur : les zircons primaires sont généralement incolores (rares colorations roses ou rouges). Ils peuvent devenir très sombres et même noirs lorsqu'ils sont métamictes. Il semble difficile de relier âge et couleur des cristaux.

* Groupements cristallins et macles : de types divers (J.P.PUPIN 1976), ces groupements sont surtout abondants dans les roches volcaniques, où ils affectent des cristaux tardifs développés dans les bains résiduels des magmas granitiques, les milieux migmatitiques et anatectiques.

* Phénomènes de croissance : - les gradins de croissance "en relief" ou "en creux", sont très spécifiques de zircons de roches volcaniques (J.P.PUPIN, 1976) (Pl. II,10).

- les lacunes de croissance correspondent à l'empreinte de corps solides (autres cristaux) ou fluides (bulles) et sont également développées sur des cristaux de roches volcaniques (G. HOPPE, 1962) (Pl. II,10);

- corrosion : la corrosion magmatique semble surtout développée sur les zircons des roches basiques et des bordures figées des roches plutoniques. Elle conduit à des cristaux arrondis, cupulés ou crêtés;

- surcroissance constituée d'hydrozircon dont la croissance a été tardive dans les magmas relativement riches en eau (J.P.PUPIN *et al.*, 1978). Ces surcroissances peuvent être enrichies en éléments traces (U, Th, Y...);

- excroissances : elles correspondent à une croissance épitactique de xénotime et sont assez rares.

* Le zonage : très fréquent mais variable selon les populations étudiées, il traduit des variations rythmiques dans la cristallisation (Pl. II, 8).

* Les noyaux : relique de matériel ancien, généralement résidu de l'anatexie (Pl. II,4).

* Les inclusions : presque toujours présentes, en plus ou moins grand nombre, elles correspondent à des inclusions solides (vitreuses ou cristallisées) (Pl. II,1,2,3,5,6,7,9).

* La fracturation.

* Caractéristiques dimensionnelles : prises en considération à la suite de A. POLDERWAART (1950) et souvent en relation avec la typologie des cristaux (J.P.PUPIN, 1976), elles ne permettent pas de conclusions aussi fécondes que la méthode typologique.

Une méthode consiste à mesurer la longueur L et la largeur l, puis à calculer l'élongation El = L/l. Les données sont représentées sous forme d'histogrammes élongation - fréquence.

La méthode des R.M.A (Reduced Major Axes) préconisée par A. POLDERWAART permet de représenter les données dimensionnelles sous forme de lignes droites comparables mathématiquement.

En conclusion, seule une étude complète et approfondie des populations de zircons prenant en considération tous les paramètres des individus, est susceptible de conduire à une interprétation valable des données fournies par ce minéral.

REMARQUES GÉNÉRALES SUR LES CARACTÈRES TYPOLOGIQUES DU ZIRCON DANS LES ROCHES MÉTAMORPHIQUES.

Les points ($I.\bar{A}$, $I.\bar{T}$) des populations de zircons de roches métamorphiques ortho-dérivées doivent se situer dans les ensembles de roches plutoniques ou volcaniques s'accordant avec leurs compositions chimiques, si celles-ci n'ont pas subi de modifications importantes. Par analogie avec d'autres populations issues de roches magmatiques non métamorphiques, non seulement l'origine ortho d'une formation métamorphique peut-être ainsi démontrée, mais des informations quant à la pétrogénèse de la roche initiale peuvent également être avancées.

La *recristallisation* des populations de zircons apparaît dans les termes *migmatitiques* ou *anatectiques*. Elle s'effectuerait à une température moyenne d'environ 650°-700°C pour la plupart des roches de ces termes (J-P. PUPIN et G-H. TURCO, 1972) et provoquerait une modification brutale de l'ensemble des caractères des zircons entraînant l'apparition de nouvelles populations. Celles-ci sont caractérisées par le développement de cristaux généralement clairs, pauvres en inclusions, sans surcroissances et dont la qualité des formes cristallines n'est pas toujours parfaite (Pl. II, 1, 2, 4, 7). Les zircons présentent généralement un développement majeur du prisme {110}, et selon la composition chimique du milieu de cristallisation, l'une ou l'autre pyramide principale est prédominante ({101} ou {211}). Les noyaux reliques irréguliers au cœur des cristaux témoignent de la reprise de matériel plus ancien.

Dans les termes les moins métamorphiques, les zircons sont considérés comme hérités; ils conservent généralement leur morphologie originelle et permettent de retrouver l'origine présumée des formations métamorphiques. Dans le cas des roches sédimentaires polygéniques, les populations de zircons sont inhomogènes au niveau de leur distribution typologique et des autres caractères des cristaux (grande variété des types et sous-types).

LE ZIRCON DANS LES ROCHES DU CARBONIFÈRE PRÉSUMÉ.

1. LE ZIRCON DANS LES METABASITES ANTEPERMIENNES.

La géochimie nous a montré le caractère spécifique des différents faciès d'origine ignée rencontrés dans le secteur étudié. Le caractère de tholéites intraplaques des filons-couches a pu ainsi être précisé. Les massifs "stratifiés" (de type Sauvire) dérivent de complexes de roches cumulatives et de laves (certaines prasinites schisteuses) différenciés à partir d'un magma tholéitique à caractère "océanique" : on obtient ainsi un complexe de métagabbros et de termes cumulatifs à plagioclases accompagné de laves et de quartz-kératophyres s'apparentant à une série "ophiolitique". Il a été également montré que la plupart des prasinites ne dérivait pas directement de laves tholéitiques, mais devait être considérées avec les métasédiments.

J-P. PUPIN (1976) a signalé que le zircon est généralement absent (ou exceptionnel) dans les termes des roches plutoniques miasmatiques (gabbros notamment). De même, dans les séries volcaniques, seuls les termes les plus différenciés possèdent des populations de zircons (trachytes, dacites, rhyolites, certaines phonolites).

La série magmatique du massif de Bellecôte apparaît donc théoriquement en dehors du champ d'exploitation du zircon. Trois échantillons ont néanmoins fait l'objet d'une recherche de ce minéral lourd. Les faciès représentés furent respectivement celui des gabbros de type Sauvire (éch. 79-42), celui des filons-couches (éch. 81-93), et celui des prasinites d'origine tholéitique (éch. 81-130). Comme on devait s'y attendre, aucun zircon n'a pu être extrait de ces roches.

Ce résultat négatif n'est pas dénué d'intérêt. Il permet en effet d'affirmer que les populations de zircons susceptibles d'être rencontrées dans la série métasédimentaire encaissante, puis dans les séries stratigraphiquement sus-jacentes, ne peuvent en aucun cas être héritées des séries tholéitiques du massif. Il confirme aussi le fait que certaines prasinites sont des volcanites vraies (tufs ou laves) et non des sédiments volcaniques plus ou moins remaniés.

2. LE ZIRCON DANS LES METASÉDIMENTS ANTEPERMIENS.

Les analyses géochimiques des différents faciès de métasédiments (grès, grauwackes, schistes) de la série antépermienne ont montré que ces métasédiments paraissaient directement dérivés d'un matériel volcanique calco-alcalin de composition chimique primitive andésitique - dacitique.

2.1. ETUDE DES ZIRCONS.

12 échantillons prélevés dans les différents faciès de roches détritiques du Carbonifère présumé ont été traités en vue d'une étude typologique des populations de zircons qu'ils étaient susceptibles de contenir. Leur distribution dans la série est la suivante (Fig. 36) :

- 5 échantillons de grauwackes de la Crête des Echines :
 - h_{gw} 80-29, grauwacke à trabécules schisteuses
 - h_{gw} 80-34, grauwacke massive
 - h_{gw} 80-39, grauwacke massive
 - h_{gw} 80-96, grauwacke massive à clastes schisteux
 - h_{gw} 80-97, grauwacke mylonitisée
 - h_{gw} 80-98, grauwacke massive à clastes schisteux
 - h_{gw} El.3, grauwacke massive à grain fin

Les échantillons 80-34 et El.3 n'ont pas fait l'objet de l'étude statistique préconisée par J-P PUPIN, un travail sur documents photographiques (pris d'une part au MEB et d'autre part au microscope optique) à partir de grains de zircons isolés, ayant été préféré pour ces deux échantillons (Pl. I).

- 1 échantillon de schiste pélitique associé aux grauwackes :
 - h_s 80-35
- 1 échantillon de quartzite phylliteux des Creux de la Laisille :
 - h_q 81-127
- 2 échantillons de grès gris :
 - h_g 81-131 (Série de Mio)
 - h_g 81-138 (Côtes Vertes)

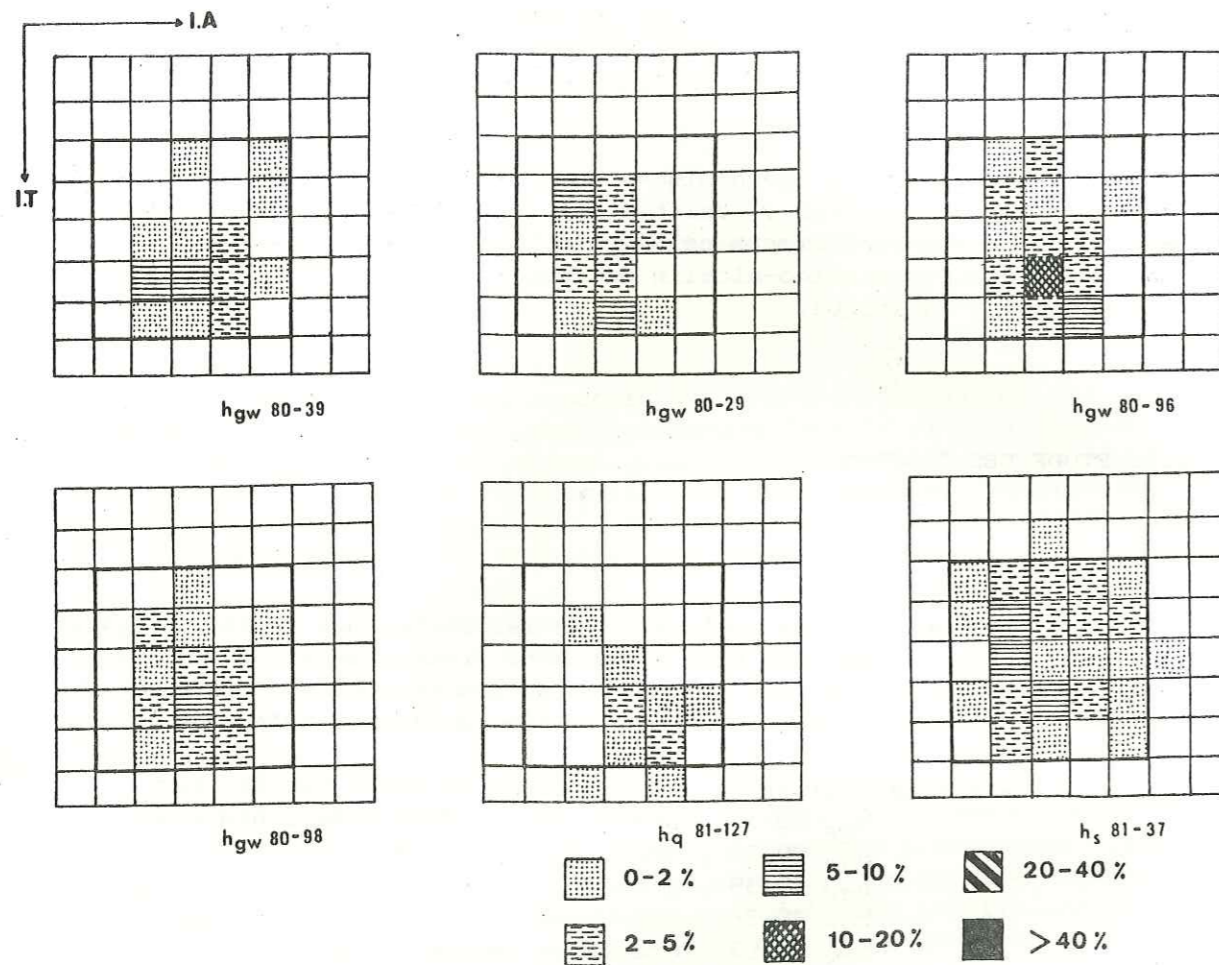


Fig. 40. Distribution typologique des populations de zircons du Carbonifère présumé.

Les grauwackes massives de la Crête des Echines (h_{gw} 80-39, h_{gw} 80-96, h_{gw} 80-98) ainsi que les quartzites phylliteux (h_q 81-127) contiennent des zircons à indices d'alcalinité (I.A) moyen et à indice de température (I.T) relativement élevé. Ces zircons sont interprétés par JP. PUPIN comme provenant de roches cristallines acides.

Les schistes cendrés (h_s 81-37) présentent deux populations de zircons distinctes par leur I.T : les zircons à I.T relativement élevé sont interprétés comme provenant de roches cristallines acides; les zircons à I.T plus faible pourraient être issus d'un socle métamorphisé (migmatitique ou anatectique).

L'échantillon de grauwacke à trabécules schiteuses (h_{gw} 80-29) se range dans le faciès grauwackeux massif.

- 1 échantillon de schiste cendré de la Pointe des Chardes : h_s 81-37

Les diagrammes de la figure 40 donnent les distributions typologiques des différentes populations de zircons rencontrées dans les échantillons traités.

Dans les grauwackes (Pl. I), les populations de zircons sont surtout représentées par des cristaux de sous-types S_{11-12} et $S_{18-19-24}$. Elles sont assez peu étalées et montrent une prédominance du prisme {100} et de la pyramide {101}. Elles contiennent toujours un grand nombre de cristaux indéterminés (entre 45 et 70% selon les échantillons) caractérisés par des formes subovoïdes et ovoïdes très cupulées, parfois même piquetées (ce dernier caractère pourrait être caractéristique d'un transport éolien (?) (Pl. I,5)). Les cristaux de ces populations sont en outre très colorés : rose violacé à rouge grenat. Cette coloration pourrait être de type radiogénique et indiquer des phénomènes de métamictisation. Les inclusions sont fréquentes (prismes d'apatite notamment).

Dans le diagramme (I.A, I.T) les points moyens des populations se regroupent selon une aire peu étendue (Fig. 41, 42, 43).

Les informations fournies par l'ensemble des caractères des zircons semblent indiquer que la source était constituée par des roches cristallines : granites ou rhyolites calco-alcalins pour les zircons déterminables.

Remarques : 1. L'échantillon de grauwacke mylonitique (80-97) ayant donné une population de zircons entièrement brisés, aucune statistique typologique n'a pu être conduite dessus.

2. Les grains de zircons isolés des échantillons 80-34 et El.3 présentent également les caractères typologiques de cristaux issus de granites ou de rhyolites calco-alcalines (Pl. I).

Les schistes pélitiques des Echines (échantillon 80-35) apparaissent, à la suite du broyage et du tri sédimentologique nécessaires à l'obtention des populations de zircons, comme un matériel beaucoup trop fin pour permettre l'étude typologique de ceux-ci; les cristaux y sont systématiquement brisés; les rares cristaux subautomorphes observés sont ovoïdes et présentent des arêtes et des surfaces très cupulées.

La population de zircons extraite de l'échantillon de quartzite phylliteux (80-127) est assez comparable à celles observées dans les grauwackes des Echines. Cependant, sur 120 cristaux étudiés, seuls 16 d'entre-eux ont pu être déterminés. Ils sont de sous-types S_{18} et S_{24} et tendent vers le type J. Ils semblent également correspondre à des apports à partir de roches cristallines calco-alcalines (granites - rhyolites) (Fig. 41, 42, 43)

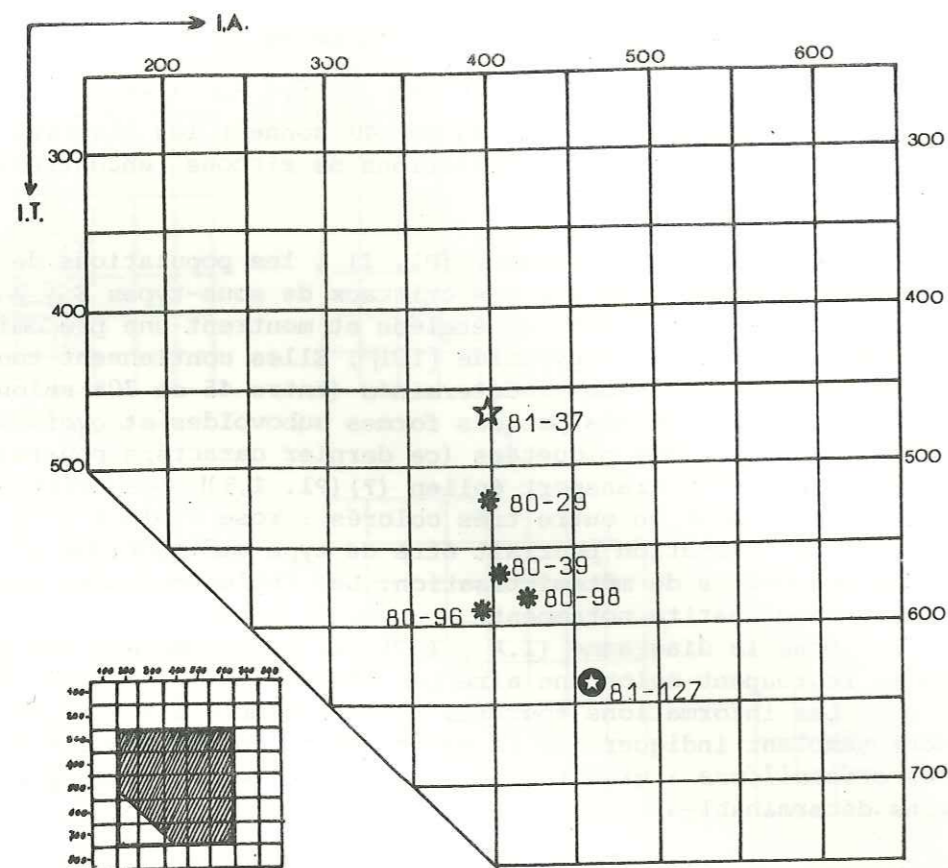


Fig. 41. Position des points moyens des populations de zircons du Carbonifère présumé dans le diagramme de JP.PUPIN (1972).

* grauwackes des Echines (80-29 , 80-39 , 80-96 , 80-98); ● quartzite phylliteux (81-127); ☆ schiste cendré (81-37).

Les points moyens des échantillons de grauwackes massives (80-39 , 80-96 , 80-98) sont bien groupés avec un I.T. relativement élevé. Le faciès de grauwacke à trabécules schisteuses présente un I.T. plus faible et se rapproche de l'échantillon de schiste cendré (80-37) à I.T. encore plus faible.

L'échantillon de quartzite (81-127) se trouve relativement éloigné des grauwackes. Ce fait pourrait être rapporté au grand nombre de cristaux restés indéterminés à l'analyse typologique.

L'étude des grès (échantillons 81-131 et 81-138) de la série de Mio et des Côtes Vertes a permis d'isoler des populations formées surtout de minéraux opaques (sulfures) ; en tablettes hexagonales ou en grains très roulés , ils représentent jusqu'à 80% de la fraction densimétrique étudiée. Les quelques zircons observés au sein de ces populations sont indéterminables (cristaux ovoïdes ou brisés) et sont généralement métamictes (teintes sombres , brunes ou rouges). L'analyse typologique ne peut évidemment pas être effectuée sur de tels cristaux et aucune origine ne peut être proposée pour ce matériel. Cependant , les caractéristiques minéralogiques (étudiées aux Rayons X) des deux échantillons traités étant tout à fait identiques , on peut supposer que ces grès ont subi les mêmes influences sédimentologiques. Cette observation me conduit à interpréter les grès des Côtes Vertes comme appartenant à la série de La Roche de Mio qui se prolonge peut-être jusque dans le Grand Bec (J-F. RAOULT , 1980) , au Sud de la Sauvire (Fig. 36).

Dans les schistes cendrés de la Pointe des Chardes (échantillon 81-37) , les populations de zircons montrent une bimodalité de leur distribution typologique qui traduit la double origine de leurs apports (apports polygéniques). On reconnaît ainsi un premier groupe de zircons représentés par les sous-types S_2 , S_3 , S_6 , S_8 ... dont les cristaux automorphes ou subautomorphes sont limpides avec files de petites "bulles" (Pl. II,1,2,5) , avec ou sans noyau (Pl. II,4); ces zircons sont interprétés par J-P. PUPIN comme étant d'origine métamorphique (migmatites - granites profonds d'anatexie). D'autres , représentés par les sous-types S_{18} , S_{19} ... contiennent souvent en inclusions des prismes d'apatite et des microlites (Pl. II 3,6); ils sont interprétés comme étant issus de roches acides calco-alcalines (granites ou rhyolites) (Fig. 41, 42, 43).

Le matériel reste relativement mature avec 40% de cristaux indéterminés , ovoïdes ou subovoïdes; ceux-ci présentent fréquemment des cupules (sédimentaires ?) nombreuses , peut-être liées à un transport d'origine éolienne.

2.2. CONCLUSIONS SUR LES ZIRCONS DES METASEDIMENTS CARBONIFERES.

En conclusion , il apparaît que les roches métasédimentaires d'âge présumé carbonifère du massif de Bellecôte ne contiennent pas ou peu de populations de zircons exploitables typologiquement; les faciès gréseux de la série de Mio en sont notamment très peu pourvus; de même , les faciès pélitiques associés aux grauwackes , dans la série de Bellecôte.

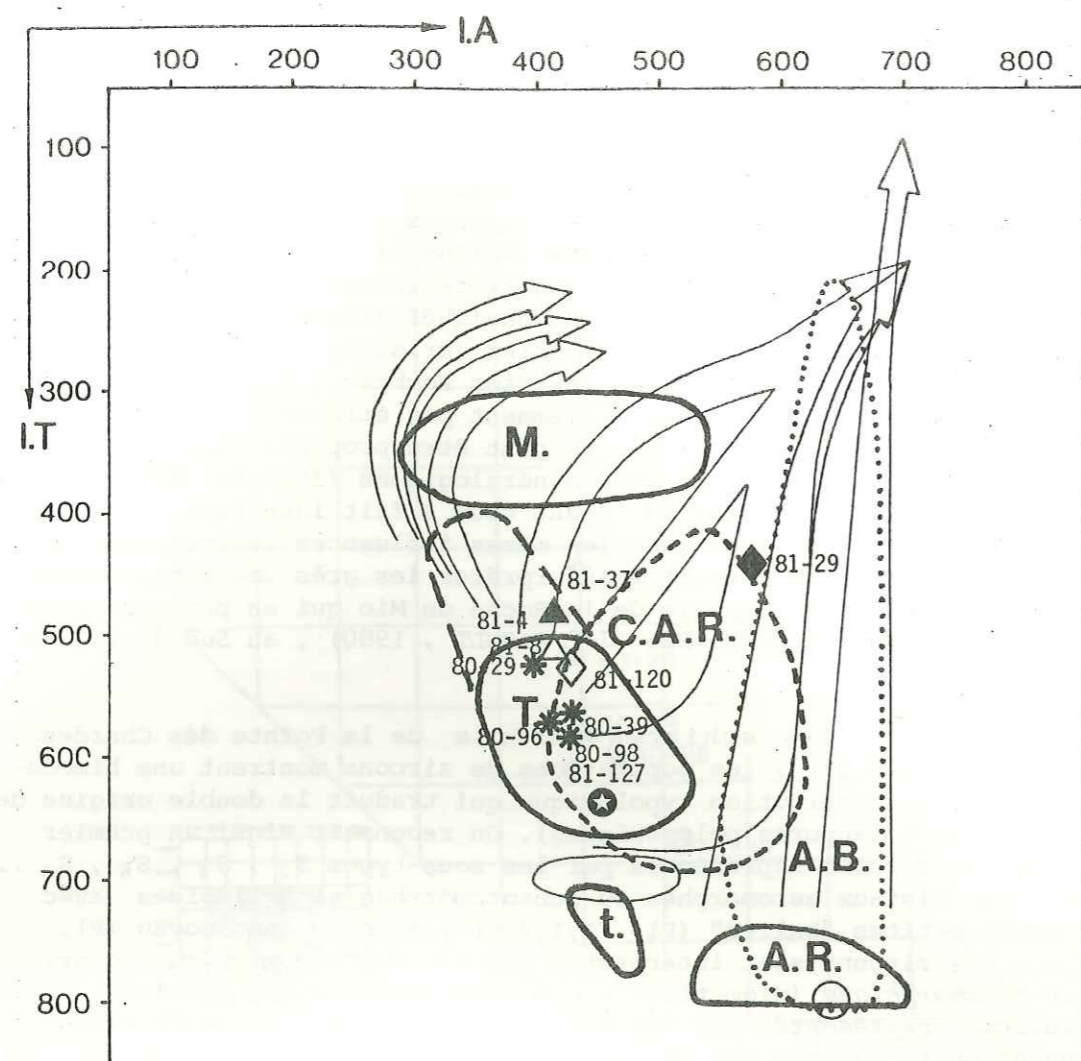


Fig. 42.a. Distribution des groupes non granitiques de roches endogènes et points moyens des populations de zircons du massif de Bellecôte dans le diagramme (I.A , I.T) de J-P. PUPIN (1980).

AB , basaltes alcalins avec zircons-gemmes; AR ,séries rhyolitiques alcalines des complexes anorogéniques; CAR , séries rhyolitiques calco-alcalines; M , migmatites; T , Tonalites; t , trachyandésites. Les flèches sont définies sur la Fig. 42.b.

Echantillons du Carbonifère présumé : * , grauwackes; ⊙ , quartzite phylliteux; ☆ , schiste cendré .

Echantillons du Permien : ◇ , microconglomérat quartzitique ; ◆ , schiste gréseux; △ , schiste violacé ; ▲ , schiste vert .

NB. Les échantillons 81-127 , 80-39 , 81-29 , 81-4 et 81-37 ont été contrôlés par J-P.PUPIN.

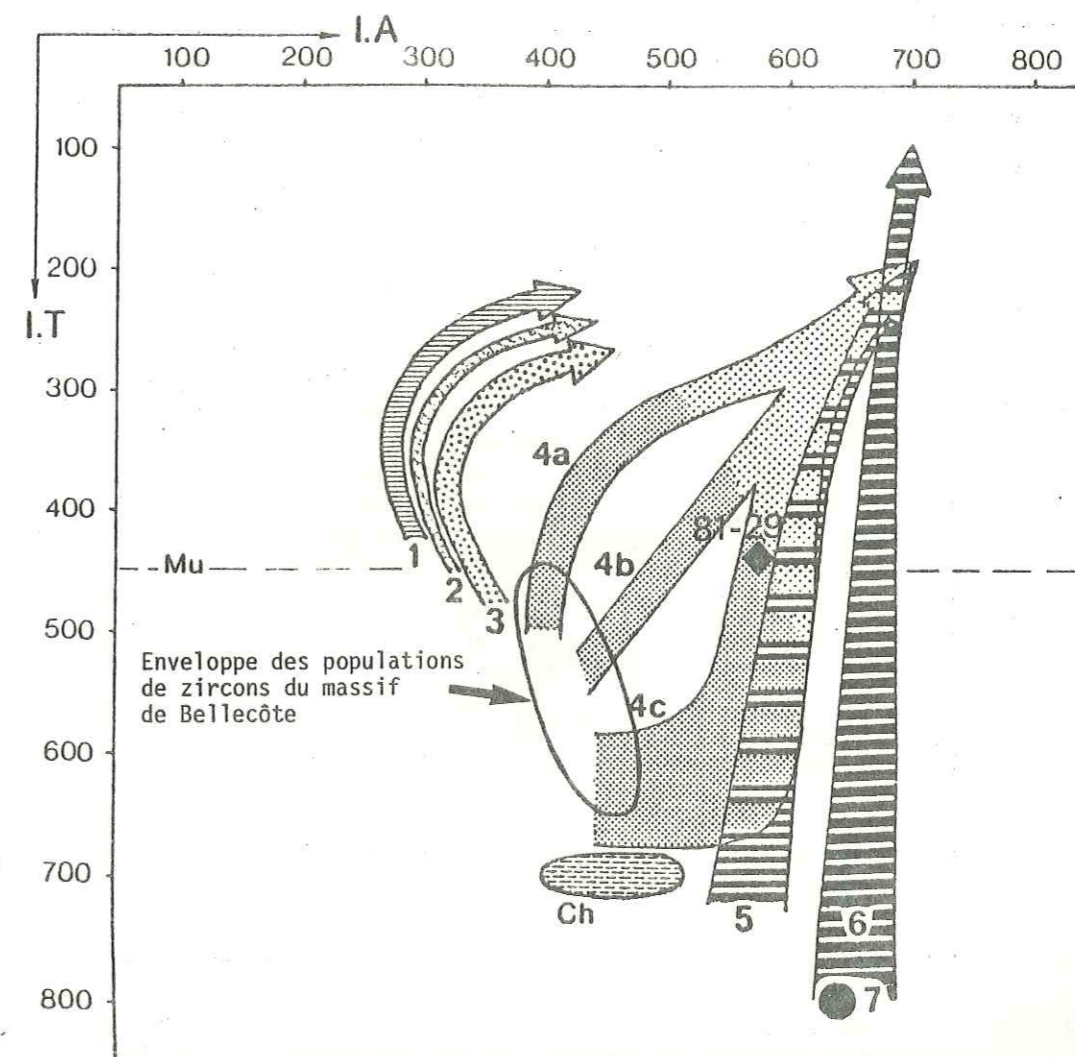


Fig. 42.b. Distribution des points moyens et tendance d'évolution typologique (T.E.T) principale des populations de zircons dans :

- les Granites d'origine crustale ou principalement crustale : (1) leucogranites alumineux , (2) monzogranites et granodiorites (sub) autochtones , (3) monzogranites et granodiorites alumineux intrusifs;

- les Granites d'origine crustale et mantellique , granites hybrides : (4 a , b , c) séries granitiques calco-alcalines (aire pointillée sombre = granodiorites et monzogranites; aire pointillée claire = monzogranites et granites alcalins) , (5) séries granitiques subalcalines;

- les Granites d'origine mantellique ou principalement mantellique : (6) séries granitiques alcalines , (7) séries granitiques tholéitiques;

Mu , limite des granites à muscovite ($I.T < 450$); Ch , aire des charnockites magmatiques. (d'après JP. PUPIN , 1980)

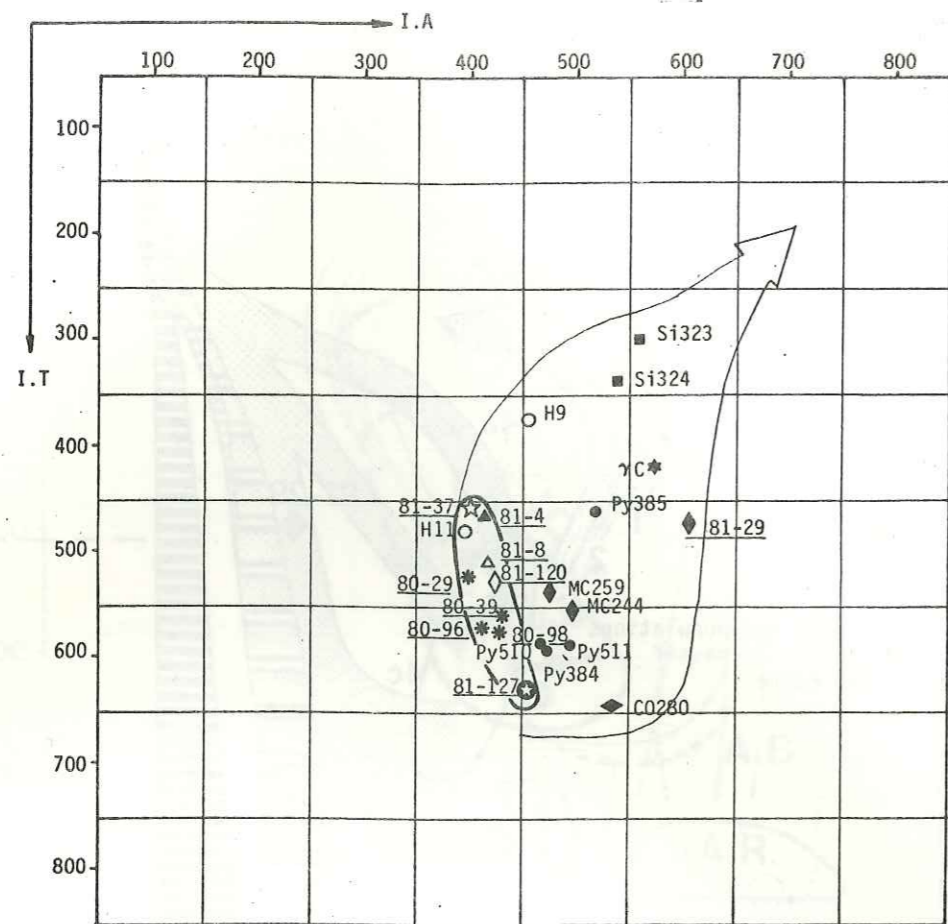


Fig. 43. Points moyens des populations de zircons correspondant à des apports de roches acides calco-alcalines dans les sédiments du massif de Bellecôte ; comparaison avec quelques échantillons de roches acides calco-alcalines (d'après J-P. PUPIN, 1976).

Echantillons présumés carbonifères de cette étude : *, grauwackes des Echines (80-29, 80-39, 80-96, 80-98); ●, quartzite phylliteux (81-127); ☆, schiste cendré (81-37).

Echantillons permien : ◇, microconglomérats quartzitiques (81-120); ◆, schiste gréseux (80-29); △, schiste violacé (81-8); ▲, schiste vert (81-4).

En trait renforcé : l'enveloppe des échantillons du massif de Bellecôte.

Massif de Panticosa (Pyrénées) : ☆, granite central (7C)

Massif de Bordère (Pyrénées) : ●, granodiorite (Py384); granodiorite claire (Py385, Py510, Py511)

Massif du Sidobre (Massif Central) : ■, monzogranite (Si323); granodiorite (Si324)

Massif de L'Herbillon (Algérie) : ○, microgranites (H9, H11)

Mont-Dore (Massif Central) : ◆, rhyolite vitreuse blanche de Lusclade (MC244); rhyolite vitreuse verte de Lusclade (MC259)

Massif de Cinto (Corse) : ◆, rhyolite violette d'Eltru (C0280).

La flèche indique la lignée génétique des roches granitiques calco-alcalines.

Dans cette série, les populations de zircons montrent des apports issus de roches calco-alcalines dans l'ensemble des faciès étudiés, sauf les schistes cendrés qui présenteraient en outre des zircons d'origine métamorphique (migmatites - anatexites).

Ces résultats semblent relativement en accord avec les données géochimiques; puisque les deux méthodes parviennent à la conclusion que les métasédiments ont été nourris par une série d'origine calco-alcaline. On notera cependant, que les zircons présentent les caractères typologiques de cristaux formés en milieu cristallins et non ceux de cristaux d'origine volcanique. Il y a de plus, le problème; non décelé par la géochimie, de la présence d'un matériel d'origine migmatitique ou anatectique dans les schistes, indiquant qu'une autre source d'alimentation a pu intervenir. On voit mal, dans le contexte géodynamique de mise en place de ces sédiments (bassin confiné dans lequel les sédiments étaient vraisemblablement mal triés et peu soumis aux influences extérieures) envisagé à partir d'un échantillonnage géochimique conséquent, comment faire intervenir, spatialement dans l'espace et dans le temps, des zones d'alimentation d'origine cristalline, sans que les produits volcaniques théoriquement riches en zircons et peu remaniés par les processus sédimentologiques, n'en laissent quelques témoins dans la série étudiée.

En ce qui concerne la signification globale des résultats obtenus par la méthode typologique, on pourra mettre en cause un échantillonnage quelque peu réduit. Je considère cependant que des problèmes nouveaux se trouvent désormais posés; les travaux à venir permettront peut-être de les élucider.

Il faut de plus tenir compte du fait que dans l'ensemble, le matériel est toujours très mature et que cela gêne beaucoup les interprétations (Fig. 44). Cette maturité pourrait indiquer que les zircons proviennent, non d'une source éruptive (sensu lato) primaire, mais du remaniement, d'autres sédiments détritiques antérieurs dont le stock aurait déjà été utilisé dans d'autres circonstances.

Les formes ovoïdes et les cupules, toujours très fréquentes, pourraient alors être attribuées au mode de transport sédimentaire (eolien ou fluvial actif). Mais cela suppose, compte-tenu de la dureté (7 à 8) du zircon, qu'un minéral aussi dur ou plus dur que le zircon, ou bien le zircon lui-même, a altéré au cours d'un transport violent ou de grande durée, des formes originellement intactes (automorphes ou subautomorphes), selon des processus similaires à ceux donnant naissance aux galets "impressionnés".

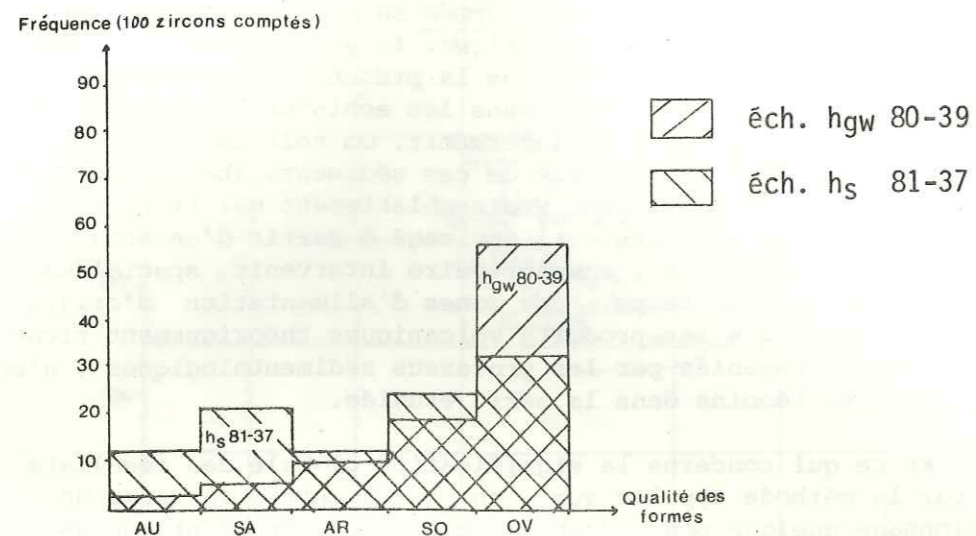


Fig. 44. Comparaison des degrés d'usure des zircons des grauwackes (h_{gw} 80-39) et des schistes cendrés (h_s 81-37) présumés carbonifères du massif de Bellecôte.

AU, automorphe (faces planes, arêtes aiguës); SA, subautomorphe (arêtes légèrement émoussées); AR, arrondi (faces du prisme plane, faces des pyramides nettement arrondies); SO, subovoïde (toutes les faces très arrondies); OV, ovoïde (cristal xénomorphe, aucune face reconnaissable) d'après J.-P. PUPIN, 1976, p 33.

On remarquera que les schistes cendrés (échantillon h_s 81-37) présentent deux maxima de fréquence. Ceux-ci coïncident apparemment avec la double origine de la population, les zircons automorphes et subautomorphes se rencontrant préférentiellement au sein de la population d'origine métamorphique; les formes subovoïdes et ovoïdes étant le fait de la population d'origine calco-alcaline.

Une dernière hypothèse peut-être envisagée : les zircons contenus dans les métasédiments du massif de Bellecôte, doivent leur morphologie émoussée à des phénomènes de corrosion magmatique (zircons "hérités" pendant la différenciation magmatique (RT. PIDGEON, 1976), le transport sédimentaire (quelque soit sa durée) n'ayant fait qu'accentuer des artéfacts originaux.

Il me paraît exclu de faire intervenir le métamorphisme sur l'état des zircons du massif de Bellecôte. Les solutions circulant pendant le métamorphisme conduisent parfois à un arrondissement des arêtes des cristaux par dissolution superficielle, mais ceux-ci restent le plus souvent déterminables typologiquement; ce qui n'est pas le cas des zircons ovoïdes des échantillons étudiés.

Quelque soit les hypothèses émises quant à l'origine de ces zircons, rien ne permet d'expliquer l'absence de populations correspondant à la source volcanique (andésitique - dacitique) suggérée, sinon imposée précédemment par la géochimie.

3. COMPARAISON AVEC LES POPULATIONS DE ZIRCONS DES SÉDIMENTS HOUILLERS DU SYNCLINAL DE S^T MARTIN DE BELLEVILLE (ZONE HOUILLÈRE)*.

J. SCHADE (1983) signale dans le Houiller du Synclinal de S^T Martin de Belleville, que des populations de zircons dans les grès houillers lui ont permis de découvrir des "tufs" attribués à un volcanisme acide pyroclastique ou ignimbritique.

Ces grès houillers occuperaient dans la stratigraphie locale la place entre le sommet de l'Assise de Tarentaise (Stéphanien inférieur) et la base du Permien et pourraient dater du Stéphanien moyen ou supérieur (peut-être l'Autunien inférieur). Ils représenteraient, dans l'interprétation de J. SCHADE, l'équivalent par changement latéral de faciès, des conglomérats de Courchevel (datés stéphanien) dont l'unique échantillon étudié aurait fourni des populations de zircons issues de migmatites ou de leucogranites.

*Résultats aimablement communiqués par J. SCHADE (thèse 3^o cycle, Grenoble) dont le terrain d'étude, situé immédiatement à l'Est de la zone subbriançonnaise recouvre pour l'essentiel le versant est de la vallée des Encombres à partir de la vallée des Bellevilles.

La présence d'intercalations volcaniques acides (J. FABRE, 1961) dans l'Assise de Courchevel serait pour J. SCHADE un argument en faveur de l'hypothèse d'un passage latéral de faciès entre les conglomérats et les grès.

Dans la première partie de ce mémoire consacrée à la lithostratigraphie, j'ai envisagé parmi les hypothèses possibles, que les grauwackes de la Crête des Echines pourraient être l'équivalent en Vanoise septentrionale, du Stéphanien de l'Assise de Courchevel. Or, on constate, d'une part que les populations de zircons de ces deux faciès sont différentes (apports issus de roches cristallines calco-alcalines dans les grauwackes; de leucogranites ou de migmatites dans les conglomérats de Courchevel); d'autre part, que si les hypothèses avancées par J. SCHADE se voyaient confirmées, les grauwackes des Echines seraient également l'équivalent des grès houillers et des "tufs" qu'ils contiennent: ceci ne se vérifie pas à partir des populations de zircons. Les seuls termes vraiment acides connus en Vanoise septentrionale sont représentés par des quartz-kératophyres apparemment liés aux masses de roches basiques d'origine tholéiitique.

On parvient donc à la conclusion, déjà en partie émise par la géochimie, que les bassins du Carbonifère terminal de la zone houillère et, dans cette hypothèse, de la Vanoise septentrionale, ont connu chacun sa propre évolution sédimentologique et ont été alimentés par des sources différentes.

Il apparaît en outre, que si les deux formations comparées (grauwackes des Echines - conglomérats de Courchevel) sont réellement synchrones (ceci ne semble pas évident au vu des résultats géochimiques), les résultats obtenus à partir de la typologie des zircons, n'apportent pas d'arguments en faveur de ce synchronisme. L'hypothèse de travail "stéphanienne" en est sérieusement ébranlée.

LE ZIRCON DANS LES ROCHES DU PERMIEN.

Les 5 échantillons traités ont été prélevés dans le Permien de Friburge (Fig. 36). Ils se répartissent dans les trois principaux faciès reconnus de cette formation, soit:

- 2 échantillons dans les microconglomérats à dragées de quartz rosés:

- r_C 81-16 (les Chamossières)
- r_C 81-120 (Rochers de la Sèche)

- 1 échantillon dans les schistes gréseux:

- r_a 81-29

- 2 échantillons dans les schistes:

- r_S 81-8 (violacé)
- r_S 81-4 (vert)

Ces roches n'ayant pas fait l'objet d'analyses chimiques, il n'a pas été possible d'effectuer une comparaison avec les résultats obtenus par l'étude typologique des zircons. Celle-ci permet néanmoins de mettre en évidence des différences d'apports selon la nature du matériel étudié et montrent des analogies au sein des distributions typologiques avec la série présumée carbonifère.

1. ETUDE DES ZIRCONS.

Les diagrammes de la figure 45 indiquent les distributions typologiques des populations de zircons dans les différents faciès étudiés.

Des deux échantillons de microconglomérats quartzitiques, seul l'échantillon r_C 81-120 a fourni une population de zircons. Dans l'échantillon r_C 81-16, la phase granulométrique considérée a fait apparaître une concentration exceptionnelle en barytine (détermination aux Rayons X) en l'absence de zircons.

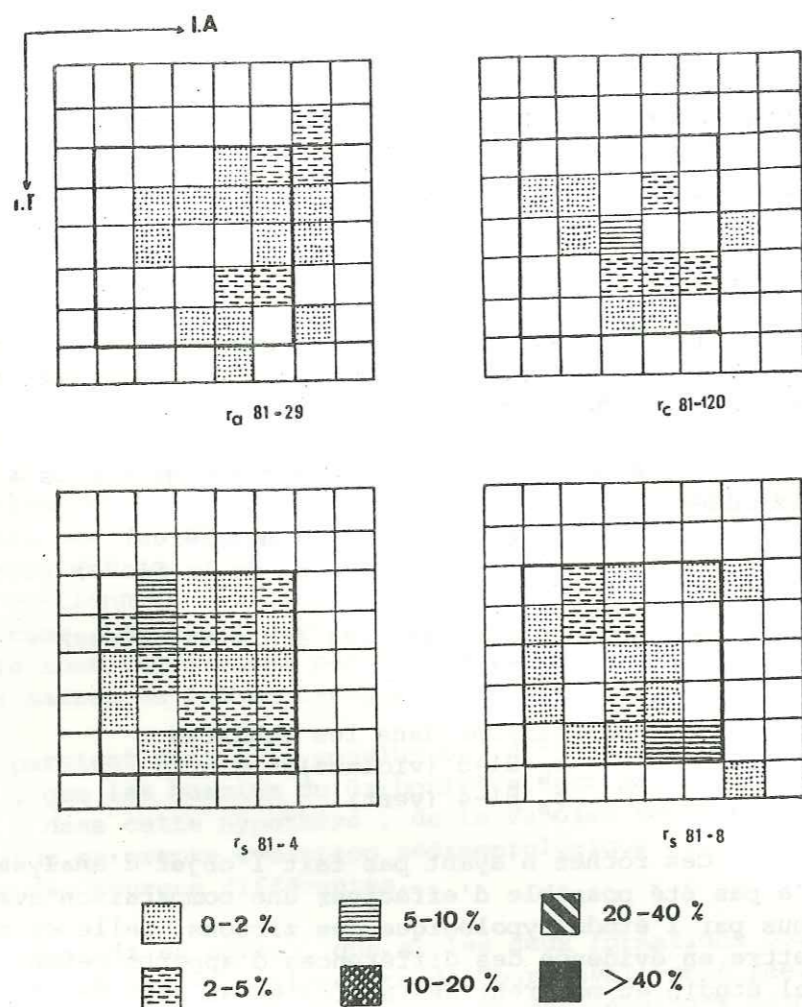


Fig. 45.. Distribution typologique des populations de zircons du Permien de Friburge dans le diagramme (I.A, I.T).

Les schistes gréseux (r_a 81-29) montrent, avec un indice d'alcalinité I.A proche de 600, la valeur I.A la plus élevée rencontrée dans la série de Bellecôte. De tels zircons ont été observés par J-P. PUPIN dans les granites nés de magmas évolués plus riches en H_2O .

Les microconglomérats quartzitiques (r_c 81-120) contiennent essentiellement des zircons à I.A moyen et I.T relativement élevé. Ces zircons sont interprétés par J-P. PUPIN comme provenant de roches cristallines acides calco-alcalines.

Les schistes (r_s 81-4 et 81-8) présentent deux populations de zircons, définies par leur I.A et leur IT : les zircons à I.A et I.T faibles sont interprétés comme provenant de roches migmatitiques ou anatectiques ; les zircons à I.A et I.T élevés pourraient correspondre à des apports issus de roches acides calco-alcalines.

Dans l'échantillon r_c 81-120, les zircons déterminés (22/89 étudiés) sont représentés essentiellement par les sous-types S_{13} , S_9 , $S_{18-19-20}$ à inclusions fréquentes (apatite entre autre) ; ils peuvent être interprétés comme provenant de roches cristallines calco-alcalines (granites ou rhyolites). A ces sous-types semblent s'ajouter quelques cristaux S_6 , S_7 , S_{12} , S_{13} , avec lacunes, inclusions vitreuses, et canalicules d'origine volcanique vraisemblable. L'ensemble de cette population polygénique reste très mature puisque 75% des zircons sont indéterminables et correspondent en majorité à des formes "usées" et cupulées. (voir aussi Fig. 42, 43, 46).

Le schiste gréseux (r_a 81-29) présente lui aussi une population où domine nombre d'indéterminés (75% environ : cristaux ovoïdes et/ou subovoïdes, souvent à forte coloration brune, cristaux fracturés). Les zircons déterminables indiquent cependant une population monogénique particulière, à T.E.T (Tendance d'Evolution Typologique) tendue vers G_1 , caractéristique des roches cristallines calco-alcalines nées de magmas granitiques plus riches en H_2O et plus évolués. Ces zircons contiennent parfois en inclusions des aiguilles et des microlites étoilés, ainsi que des apatites prismatiques.

Sur les diagramme (I.A, I.T), le point moyen de cette population se distingue nettement des points moyens des autres populations étudiées dans le Permien, avec notamment un I.A = 600 (Fig. 46). Il tombe à proximité des enveloppes des granites de l'Argentera et de Camarat, et dans le domaine défini par leur T.E.T moyenne respective typique de zircons à T.E.T vers G_1 (J-P. PUPIN, 1976). Tous deux sont considérés comme des granites alcalins à 2 micas, riches en SiO_2 (74% à 77%) et relativement pauvres en Al_2O_3 (10,8% à 13,7%). La population de zircons de l'échantillon r_a 81-29 pourrait donc provenir d'un massif géochimiquement comparable à ces deux exemples. (Fig. 47).

Les schistes verts et violacés (r_s 81-4 et 81-8) fournissent des résultats assez comparables à ceux observés dans les schistes du Carbonifère présumé.

Le matériel présente cependant une maturité plus faible (seulement 40% de cristaux indéterminés). Les populations de zircons indiquent une bimodalité socle métamorphique évolué - roches acides calco-alcalines (Pl. II,8) caractérisant les roches détritiques polygéniques. Aux zircons métamorphiques reconnaissables (migmatites - granites d'anatexie) représentés par les sous-types S_2 , S_3 , S_6 , S_8 ... avec ou sans noyau (Pl. II,7), s'ajoutent quelques cristaux S_2 , S_6 , S_7 , S_{16} ... avec lacunes et inclusions vitreuses dont l'origine est interprétée par J-P. PUPIN comme volcanique (ignimbrites anatectiques ou dacites (?)) (Pl. II,9, 10).

Sur le diagramme (I.A, I.T) les points moyens des populations de zircons de ces schistes tombent dans l'enveloppe des sédiments "carbonifères" (éch. 81-37, 80-29, 80-39, 80-96, 80-98, 81-127) et à proximité du microconglomérat quartzitique (éch. 81-120) (Fig. 42).

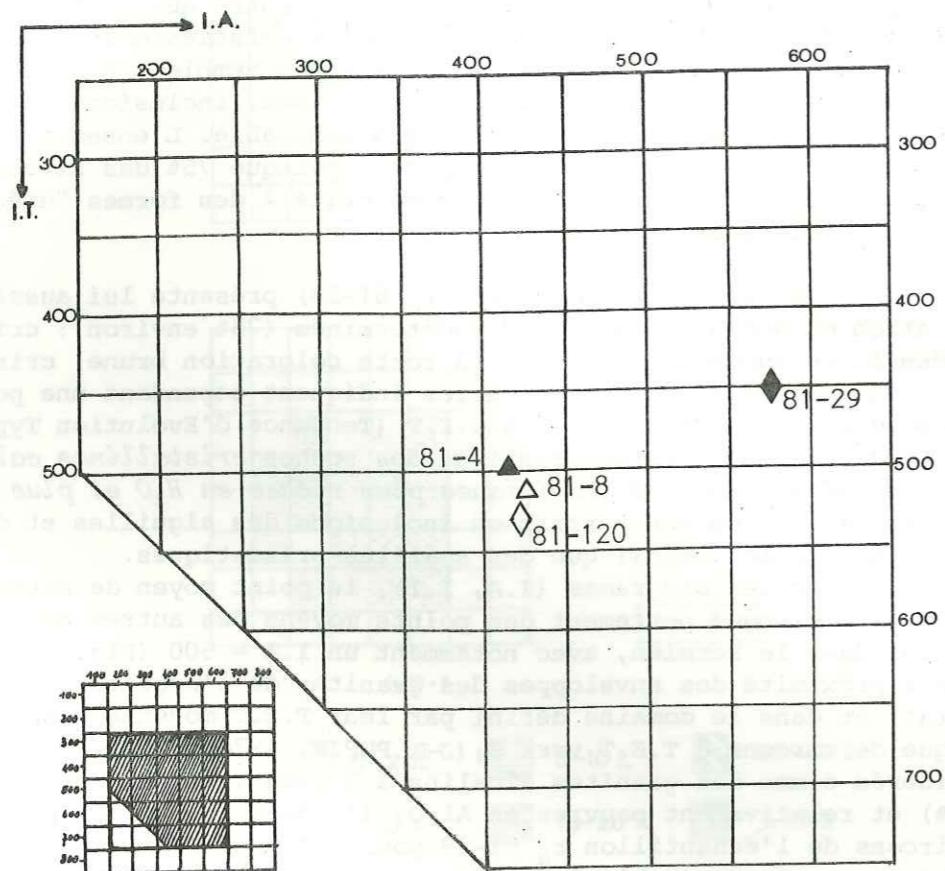


Fig. 46. Position des points moyens des populations de zircons du Permien de Friburg dans le diagramme (I.A, I.T) de J-P. PUPIN (1972).

◇, microconglomérat quartzitique (81-120); ◆, schiste gréseux (81-29); ▲, schiste violacé (81-8); ▲, schiste vert (81-4).

Si les points moyens des schistes (81-8; 81-4) et des microconglomérats quartzitiques (81-120) sont bien groupés, le point moyen du schiste gréseux (81-29) en est nettement distinct; il définit effectivement une population de zircons particulière à T.E.T tendue vers le sous-type G₁.

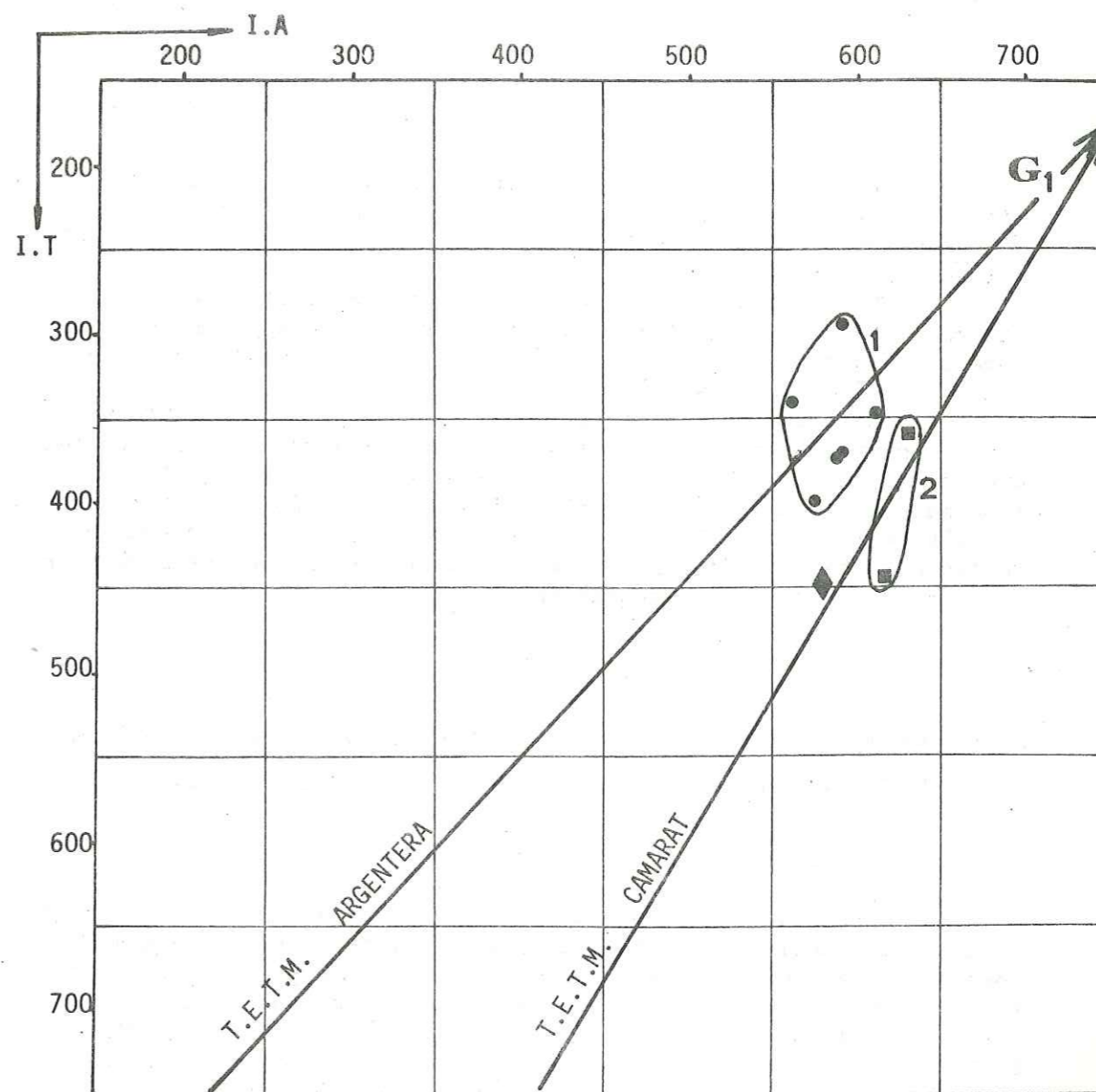


Fig. 47. Situation du point moyen de la population de l'échantillon de schiste gréseux permien dans le diagramme (I.A, I.T). Comparaison avec l'enveloppe des granites de l'Argentera et de Camarat (Maures) (d'après J-P. PUPIN, 1976).

1:enveloppe des granites de l'Argentera; ●, quelques exemples des points moyens de ces granites.

2:enveloppe des granites de Camarat; ■, deux exemples des points moyens de ces granites.

◆ échantillon de schiste gréseux permien.

T.E.T.M Tendence d'évolution typologique.

En conclusion, les sédiments de la série permienne du massif de Bellecôte voient leurs apports venir en majorité d'un socle de roches cristallines (socle métamorphique évolué et/ou roches acides calco-alcalines).

La comparaison avec l'enveloppe des sédiments présumés carbonifères (Fig. 42), semble indiquer que les types d'apports ont finalement assez peu changé au cours du temps et donc que les sources d'alimentation pourraient avoir été semblables.

La place de l'échantillon de schiste gréseux (r_a 81-29) reste cependant particulière dans la série permienne. Il est évident que les données fournies par un seul échantillon sont sujettes à caution mais elles pourraient fournir l'indice qu'un horizon lithologique (ou plusieurs?) doit être distingué dans cette série apparemment continue en grand. Elles indiqueraient alors un changement provisoire mais net de la zone d'alimentation.

2. COMPARAISON AVEC LES POPULATIONS DE ZIRCONS DES ROCHES PERMIENNES DU SYNCLINAL DE S^I MARTIN DE BELLEVILLE.

Les deux séries permienes, celles de la zone houillère et celle de la Vanoise septentrionale, sont lithologiquement assez différentes ; la première est notamment caractérisée par une sédimentation gréseuse et par la présence dans les grès de galets de tourmalinites. De tels galets existeraient également en Vanoise ; F. ELLENBERGER (1958, p. 106) les signalent dans les quartzites grossiers néopermiens de la coupe de Champagny (point 941.57, 360.08).

Selon J. SCHADE, l'étude des zircons dans les grès permien du Synclinal de S^I Martin de Belleville aurait permis de mettre en évidence la présence d'un matériel volcanique au sein de populations provenant en outre du socle (migmatitique?). Quant aux galets de tourmalinites, ils fourniraient des populations montrant des affinités calco-alcalines.

Il apparaît donc, à la vue de ces résultats synthétiques, que les différences lithologiques observées dans les deux Permien comparés, sont bien mises en évidence par leurs zircons. Un trait commun aux deux séries est cependant à remarquer : la bimodalité des populations de zircons caractérisant les roches détritiques polygéniques, ainsi que la présence d'un matériel volcanique (local et apparemment beaucoup moins influent en Vanoise septentrionale).

Pour les deux régions, le problème de la localisation des sources reste posé.

LE ZIRCON DANS LES QUARTZITES NON DATÉS DE LA BASE DES MASSES CARBONATÉES DE LA VALLAISONNAY.

Sur le secteur étudié, les quartzites non datés mais probablement werféniens sont essentiellement localisés à la base de la série carbonatée, sous la Roche de Blamont (Fig. 36).

Du point de vue minéralogique, ils ne se différencient que très difficilement des quartzites du Carbonifère présumé. Au microscope optique, certains phénocristaux de quartz semblent présenter un aspect de grain détritique inconnu dans le faciès carbonifère ; ce caractère peut cependant s'atténuer ou disparaître selon les échantillons, même lorsque ceux-ci ont été prélevés à des distances très proches les unes des autres (quelques mètres).

Ayant étudié une population de zircons dans les quartzites du Carbonifère présumé, il m'a paru intéressant d'appliquer la méthode typologique aux quartzites de la Roche de Blamont, dans le but d'établir, entre les deux populations, une comparaison utilisant le zircon comme "fossile stratigraphique". Deux échantillons prélevés dans les quartzites werféniens "vrais" viennent compléter cette étude.

1. LES QUARTZITES DU CARBONIFERE PRESUME (RAPPEL).

Malgré un matériel très mature (85% de cristaux indéterminés), les zircons de cette formation ont permis de mettre en évidence des apports à partir de roches cristallines calco-alcalines acides (granites - rhyolites).

2. LES QUARTZITES WERFENIENS "VRAIS".

Lieux de prélèvements : vallée du Doron de Pralognan.

Echantillons 82-3 (Chambéranger, lieu-dit Le Gros Murger)
82-7 (La Chapelle de Notre-Dame)

Ces quartzites blancs à grains très fin fournissent des populations de zircons dans lesquelles le nombre de cristaux indéterminés (96%) ne permet plus l'application de la méthode typologique. Associés à ces populations, on note la présence de nombreux cristaux de staurotide dont l'origine sédimentaire est attestée par leur aspect roulé ou brisé.

53% des cristaux de zircons sont brisés ; les autres sont ovoïdes (24%) ou arrondis (12%) ; quelques rares formes sont subautomorphes (3,5%). Le cupulage très intense des arêtes et des faces a très souvent l'aspect, à fort grossissement, d'une alvéolisation. Cet aspect cupulé ("pitted") serait caractéristique des cristaux détritiques ayant subi un transport sédimentaire actif. Pour F. ELLENBERGER, les sédiments werféniens seraient passés par un stade éolien.

L'ensemble des cristaux présente en outre une coloration accentuée mais variable allant du rose au brun sombre ; quelques uns sont cependant incolores. La coloration pourrait être de type radiogénique (métamictisation), par ailleurs attestée par la présence de nombreux cristaux microfissurés (30%).

Parmi les autres caractères des cristaux, il faut aussi noter la présence des inclusions qui peuvent être prismatiques, trapues (apatite vraisemblable) ou être formées de nombreuses petites "aiguilles" ; ces inclusions pourraient indiquer des *affinités calco-alcalines*. Parfois, on observe également de petites bulles en files, pouvant être associées à une *origine métamorphique*.

Il est évident que les données fournies par les inclusions sont insuffisantes pour conclure à une origine possible des apports.

* Conclusions.

Dans la classe granulométrique considérée (50 à 160 µm), il apparaît impossible d'indexer typologiquement les populations de zircons des quartzites werféniens "vrais". Ceci est sans doute imputable à la finesse du grain de ces roches et il est vraisemblable que le choix d'une fraction granulométrique inférieure n'aurait guère fourni plus de renseignements sur les populations de zircons par ailleurs beaucoup plus difficiles à étudier au microscope optique.

3. LES QUARTZITES DE LA BASE DES MASSES CARBONATÉES DE LA VALLAISONNAY.

Echantillon 81-48 (Roche de Blamont).

Là encore, le nombre de zircons indéterminés est considérable (>97%). Cet état mature des populations apparaît sous la forme de cristaux ovoïdes ou brisés dans les mêmes proportions que pour les échantillons de quartzites werféniens "vrais". Les formes subautomorphes sont rarissimes et il faut se contenter des différents caractères morphologiques autres que le critère typologique des zircons pour essayer de définir la population.

Le cupulage des cristaux et la fissuration sont toujours présents. La coloration rosée à brune est peu développée ; elle apparaît surtout en association dans les cristaux zonés. Les autres cristaux sont généralement incolores. Les inclusions, qui peuvent être rondes, trapues et prismatiques (apatite vraisemblable), restent assez fréquentes sur l'ensemble de la population (27%), mais les zircons peuvent en être totalement dépourvus. Les inclusions de petites bulles et de petites "aiguilles" sont assez rares.

Au total, les zircons des quartzites de la Roche de Blamont, pourraient également avoir des *affinités calco-alcalines*, cette interprétation restant entièrement conjecturale compte-tenu des arguments invoqués.

* Conclusions.

L'étude comparative des populations de zircons de la base des masses carbonatées de la Vallaisonnay et des quartzites werféniens "vrais" d'une part, des quartzites "carbonifères" d'autre part, aboutit à un résultat qu'il n'est pas raisonnable de considérer comme probant, l'indexation typologique des populations des deux premiers faciès n'ayant pu être effectuée du fait de l'état particulièrement mature des cristaux. Il n'est par conséquent pas possible d'envisager l'utilisation du zircon comme "fossile stratigraphique" dans de telles formations.

LE ZIRCON DANS LES CARBONATES DE LA VALLAISONNAY.

Echantillon 81-129 (les Creux de la Laisille).

Un seul échantillon a été traité pour l'obtention de ses zircons. Il s'agit d'un échantillon de calcaire cristallin gris bleuté contenant de fines lamelles de micas ; ce faciès est le plus courant observé sur le secteur étudié.

Ainsi que l'on pouvait s'y attendre dans un matériel aussi pur, aucun zircon n'a été mis en évidence dans cette roche. La recherche de zircons dans la série carbonatée s'est donc arrêtée sur ce résultat négatif.

CONCLUSIONS SUR L'ÉTUDE DES ZIRCONS DU MASSIF DE BELLECÔTE.

En accord avec les résultats géochimiques, il apparaît que les métabasites du massif de Bellecôte ne possèdent aucun zircon (ce qui confirme les données générales de J.-P. PUPIN, 1976).

Malgré un état très mature des cristaux, les formations du Carbonifère présumé, présenteraient des populations de zircons provenant de roches cristallines calco-alcalines (granites - rhyolites) ; les termes schisteux étant en outre influencés par des apports de roches métamorphiques évoluées (migmatites - granites d'anatexie).

Ces résultats sont en accord seulement partiel avec les données géochimiques qui indiquent pour ces formations une origine calco-alcaline, mais *volcanique* (andésites - dacites).

Les zircons des sédiments permien (microconglomérats et schistes) indiqueraient des apports à partir de roches cristallines acides mais aussi à partir de roches volcaniques (schistes). Un changement d'apports serait observable dans les schistes gréseux dont les populations dériveraient de roches calco-alcalines (granites) nées de magmas plus riches en H₂O et plus évolués.

Les comparaisons effectuées avec les sédiments permo-houillers de la zone houillère (Synclinal de St Martin de Belleville) sembleraient indiquer que les alimentations se faisaient à partir de sources distinctes. L'emplacement de celles-ci reste dans tous les cas inconnu.

PLANCHE I : CARACTERES TYPOLOGIQUES DES ZIRCONS DU MASSIF DE BELLECOTE.

PHOTOS PRISES AU MEB (LABORATOIRE DE GEOLOGIE DES BASSINS SEDIMENTAIRES - PARIS VI).

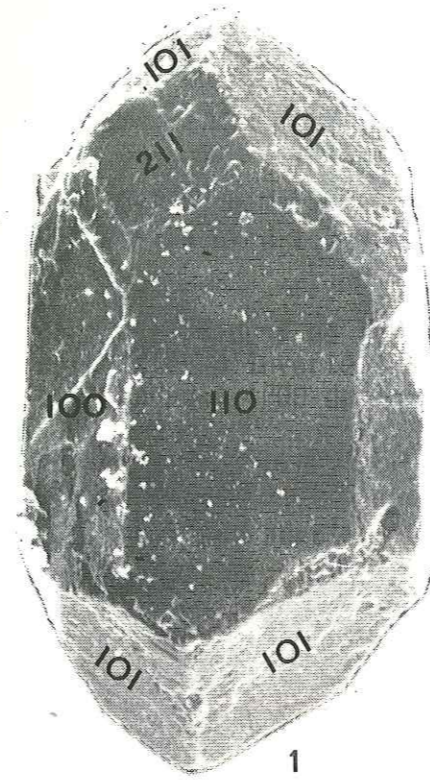
CARBONIFERE PRESUME ; Echantillons de grauwackes (80-34 et EL.3).

- (1) Cristal subautomorphe avec développement d'une seule pyramide {211}.
- (2) Cristal automorphe avec prismes {100} et {110} équivalents.
- (3) Cristal automorphe avec prisme {110} très développé.
- (4) Cristal subautomorphe avec pyramide {211} très développée.
- (5) Cristal subovoïde à ovoïde à arêtes très émoussées.

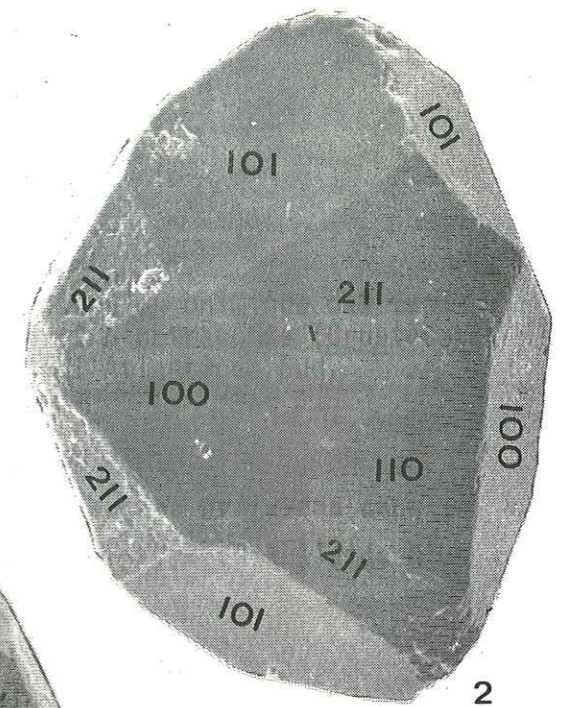
Typologie : (1) S₁₁
(2) S₁₃₋₁₄
(3) S₁₁₋₁₂
(4) S₁₁
(5) J₄₋₅

Dimensions en µm : (1) 207
(2) 156
(3) 204
(4) 204
(5) 167

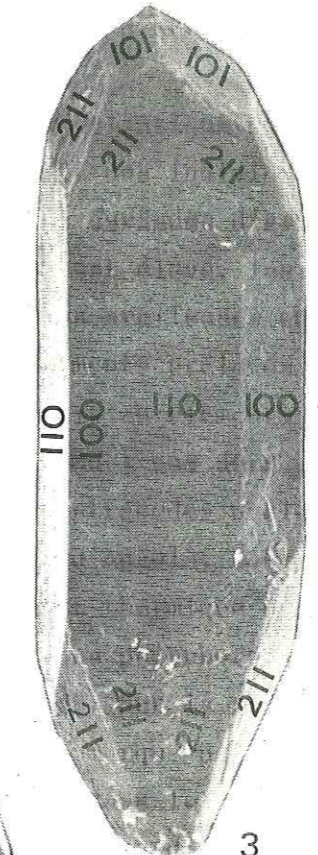
PL. I



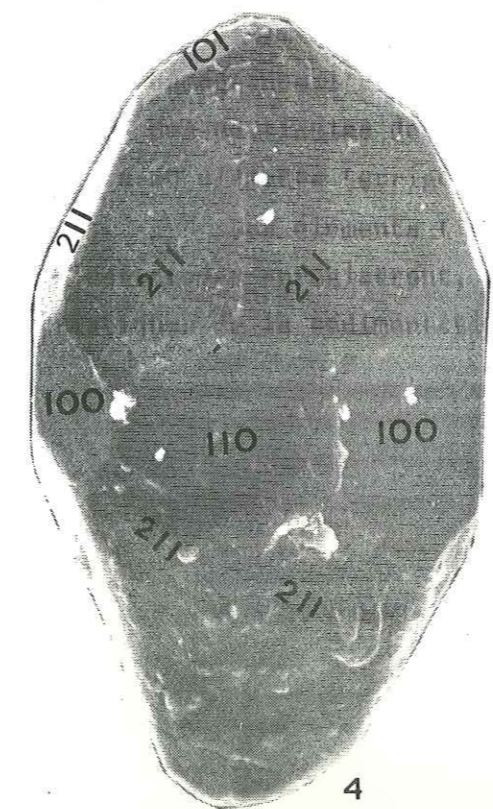
1



2



3



4



5

PLANCHE II : ORIGINE DES ZIRCONS DU MASSIF DE BELLECOTE.

PHOTOS PRISES AU MICROSCOPE OPTIQUE :

CARBONIFERE PRESUME : Echantillon de schiste cendré (81-37).

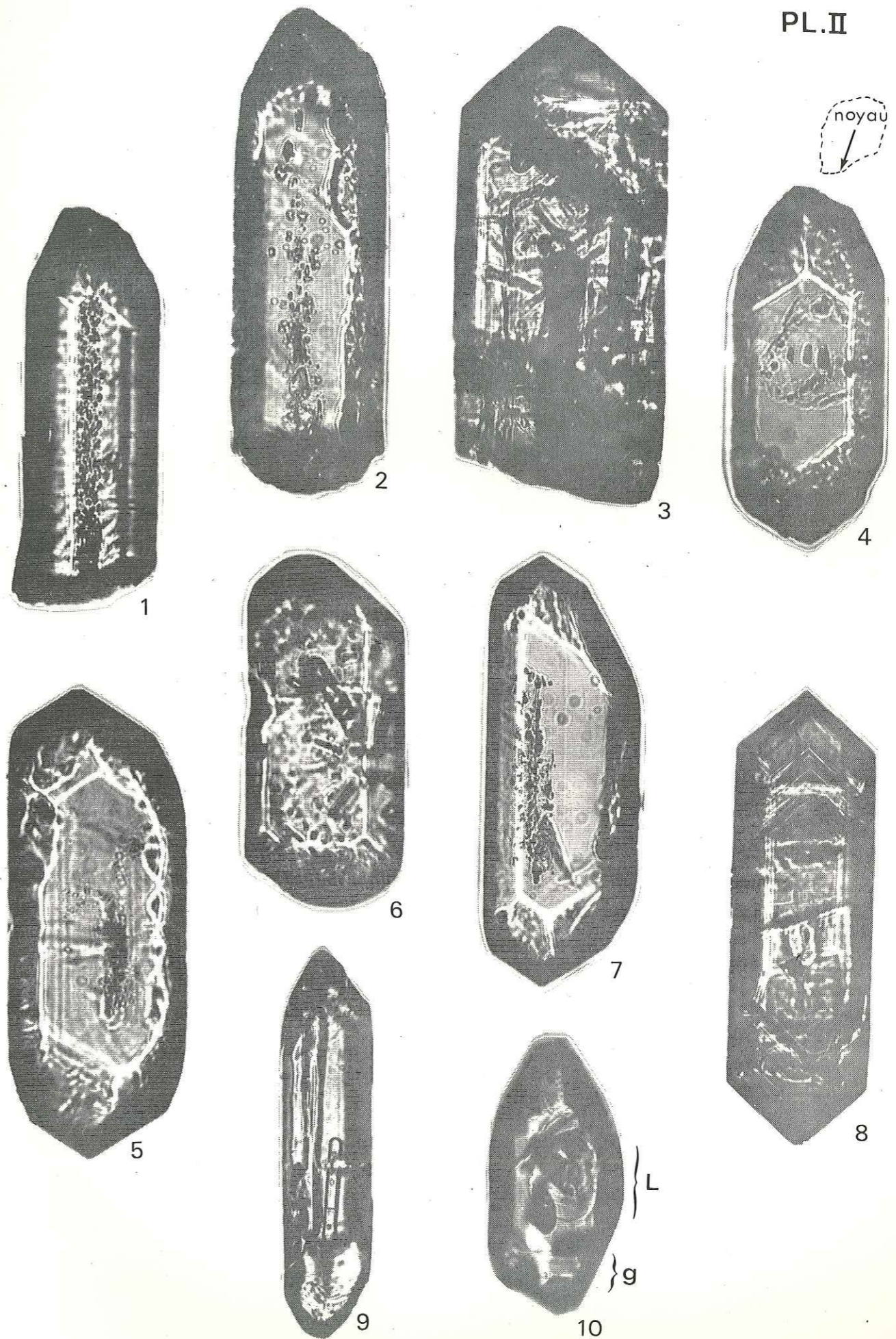
- (1) Cristal S₁₂ ; origine : migmatite - anatexite ; file de petites "bulles" en inclusions ; L = 145 µm.
- (2) Cristal S₃ ; origine : anatexite ou migmatite caractérisée par une file de petites "bulles" ; L = 210 µm.
- (3) Cristal S₂₅ à inclusions de nombreuses petites "aiguilles" ; origine : granite ou rhyolite calco-alcalin ; L = 210 µm.
- (4) Cristal S₂ à noyau central irrégulier ; origine anatectique ; L = 125 µm.
- (5) Cristal S₃₋₈ ; origine métamorphique , L = 170 µm.
- (6) Cristal S₂₀ ; origine : granite ou rhyolite calco-alcalin ; inclusions d'apatite ; L = 145 µm.

PERMIEN : Echantillon de schiste violacé (81-8).

- (7) Cristal S₈ ; origine : migmatite - anatexite ; file de petites inclusions en "bulles" caractéristiques ; L = 220 µm.
- (8) Cristal S₁₉₋₂₀ ; cristal calco-alcalin type zoné rose violet ; origine : granite ou rhyolite calco-alcalin ; L = 185 µm.
- (9) Cristal S₁₆ ; inclusions : apatite prismatique + tubule ; origine : volcanisme dacitique (?) ; L = 200 µm.
- (10) Cristal S₆ ; quelques gradins (g) peu visibles et une lacune (l) ; origine volcanique ou hypovolcanique ; L = 140 µm.

Cristaux automorphes : (1), (7), (8) ; subautomorphes : (2), (4), (6) ; arrondis : (5), (9), (10)..

PL.II



4^{ème} PARTIE :

METAMORPHISME.

ESSAI DE DATATION DANS LES
METASEDIMENTS PREPERMIENS.

Les effets du métamorphisme alpin sont bien visibles dans cette région aussi bien dans les roches magmatiques basiques que dans le matériel siliceux permo-carbonifère. L'orogénèse alpine y a développé les paragenèses métamorphiques typiques de l'épizone (zone à albite et chlorite). Une irrégularité de susceptibilité métamorphique est observable selon la nature des roches, certaines sont très recristallisées, d'autres ont résisté en partie aux effets thermodynamiques alpins : certains schistes et grauwackes du Carbonifère présumé et les microconglomérats du Permien.

Liste des abréviations utilisées.

ab	albite
act	actinote
amph b	amphibole bleue
amph v	amphibole verte
bi v	biotite verte
cc	calcite
chl	chlorite
clz	clinozoïsite
ép	épidote
gr	grenat
mi bl	mica blanc
ox	oxydes
pl	plagioclase
qz	quartz
ru	rutile
stilp	stilpnomélane
tour bl	tourmaline bleue

RAPPELS HISTORIQUES.

Connu depuis les débuts de la géologie alpine, le métamorphisme alpin s'est vu pendant longtemps attribuer des pouvoirs de transformation illimités. D'abord considéré comme syntectonique (dynamométamorphisme) puis antétectonique (géosynclinal) par P. TERMIER (1891, 1907), il fut regardé comme antérieur aux charriages (P. TERMIER, E. RAGUIN, 1930, 1931). De son côté, H-P. CORNELIUS (1930) soutenait, lors d'un voyage en Savoie, la thèse de l'indépendance des recristallisations par rapport aux mouvements tectoniques et le caractère syntectonique du métamorphisme. Avec F. ELLENBERGER (1958, 1960, 1962) apparurent les premiers essais de synthèse sur le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Combattant la notion de métamorphisme géosynclinal, il fit intervenir la dynamique propre de la chaîne. H-P. CORNELIUS avait remarqué que la cristallinité des schistes lustrés ne diminuait nullement sur les 1500 à 2000 m de dénivelée des parois de Haute-Maurienne. F. ELLENBERGER adhéra à l'idée de CORNELIUS dans la recherche d'une très importante surcharge provoquant l'augmentation de pression nécessaire au métamorphisme en admettant une surcharge minimum de 6000 mètres (ce qui paraissait énorme à l'époque). Il admet l'existence d'un "faciès" à glaucophane, "relevant de conditions exclusivement physiques" (mais ne cherche pas à les préciser). La région où ce minéral abonde est précédée d'une zone où les amphiboles bleues ne s'observent qu'en nids isolés. Partout règne un sous-faciès à zoïsite sans lawsonite ni pumellyite. Le faciès des "greenschists" général dans la région externe tend à se substituer au faciès à glaucophane. F. ELLENBERGER plaida également l'absence de saute de métamorphisme entre les schistes lustrés et les séries sur lesquelles ils reposent. Il développa ainsi la théorie, en accord avec les caractères paléogéographiques du Briançonnais, de "géanticlinal métamorphique" qui deviendrait bientôt, lors de l'arrivée et de l'empilement des nappes, un "géosynclinal de nappes" (1958, 1960, 1962).

F. ELLENBERGER assénait ainsi le coup de grâce à la doctrine, alors couramment enseignée, du métamorphisme géosynclinal ; il réfuta également celle d'un métamorphisme lié à des apports sodiques généralisés et contribua à introduire et imposer la notion de métamorphisme topochimique. L'abondance de soude pourrait être originelle et liée à des plagioclases d'origine éruptive ou volcanique ; mais, avec J-M. VALLET, il n'exclut pas un enrichissement primitif en soude de l'encais-

sant à partir des intrusions basiques notamment en Vanoise septentrionale. Dans les deux décennies ultérieures, les méthodes d'étude du métamorphisme connaissent des progrès considérables, permis notamment par les développements technologiques.

M. GAY (1972) dans le Massif d'Ambin, P. SALIOT (1973) et J. BOCQUET (1974) en Vanoise méridionale, ont montré que les paragenèses alpines se superposaient, dans le socle anté-permien (groupe de La Clarea à Ambin, micaschistes de Chasseforêt en Vanoise méridionale), à des reliques d'un métamorphisme plus ancien (d'âge anté-namurien). J. BOCQUET (1974) a étendu cette conception à la Vanoise septentrionale. Pour cet auteur, des reliques de hornblende, grenat, mica blanc, biotite brune ± disthène ± staurotide caractérisant des conditions antérieures d'un faciès amphibolite de pression intermédiaire (ou élevée), furent suivies d'un faciès indéterminé à deux micas.

La découverte de chloritoïde alpin dans les roches anté-namuriennes de Vanoise méridionale par Ph. DAMBRINE et C. LANGANEY (1979) (minéral signalé par P. TERMIER (1891) dans un échantillon de micaschistes gris au Cirque des Nants), permet de renforcer les comparaisons établies entre ces roches et celles du socle d'Ambin et du Rutor.

B. GOFFE (1975) montra que le métamorphisme alpin de Vanoise méridionale pouvait être séparé en deux phases, l'une de HP-BT (8Kb, 350°C), l'autre de moindre pression et HT (4Kb, 400-450°C); la phase de haute pression s'étant développée après l'Eocène, terrain le plus récent reconnu en Vanoise méridionale.

Plus récemment (1982), dans son mémoire consacré à l'association de la Fe-Mg carpholite de HP-BT dans les métasédiments alumineux de Vanoise méridionale, B. GOFFE a montré que ce faciès caractérisait d'une part les conditions progrades d'un métamorphisme de HP-BT (gradient moyen de 15°C/km) et d'autre part les conditions rétrogrades de ce métamorphisme; celles-ci se feraient avec un refroidissement rapide (gradient inférieur ou égal à 15°C/km). Un tel type de métamorphisme pourrait s'expliquer par le chevauchement d'une série chaude sur un avant pays froid. Ce schéma pourrait correspondre, en Vanoise, au chevauchement vers l'Ouest de la couverture de Vanoise occidentale sur la zone houillère.

De son côté, P. SALIOT (1978) a mis en évidence un certain nombre d'isogrades en Vanoise; la carte qu'il a établie montre:

- une variation du gradient métamorphique du Sud vers le Nord;
- des discontinuités métamorphiques dues aux déplacements tectoniques;
- la mobilité des zones métamorphiques de HP après leur édification.

Il s'est d'autre part intéressé au problème posé par la présence de la jadéite observable non seulement dans le socle briançonnais (J. BOCQUET, 1974) mais également dans les évaporites de Savoie (P. SALIOT, 1978). La seule présence de jadéite dans quelques roches isolées ne constitue pas, selon lui, un critère de très haute pression mais reste significative du gradient géothermique initial (HP-BT) quelle que soit son évolution ultérieure. La jadéite serait absente en Vanoise septentrionale.

LES MINÉRAUX DU MÉTAMORPHISME ALPIN EN VANOISE SEPTENTRIONALE.

1. LES ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES SELON P. SALIOT (1978).

P. SALIOT s'est surtout intéressé à deux secteurs des Alpes françaises : la Vanoise et le Queyras. Ces deux zones sont typiques de l'un des deux domaines nord et sud qu'il définit par la variation du gradient métamorphique et par la disposition des isogrades "redressées au Sud, plates au Nord".

La Vanoise septentrionale apparaît comme une entité un peu distincte ; elle est en particulier recoupée par les isogrades qui se moulent préférentiellement autour des massifs cristallins d'Ambin et de Vanoise méridionale.

L'intérêt de la carte proposée (Fig. 48, d'après P. SALIOT, 1978) est de représenter les associations minéralogiques les plus caractéristiques rencontrées dans les roches basiques et quelques métasédiments de Vanoise septentrionale. Le développement abondant des minéraux secondaires masque souvent les paragenèses primaires qui n'apparaissent plus que sous forme de reliques, souvent pseudomorphosées, dont l'interprétation est alors délicate.

Une limite d'apparition de la biotite verte a été figurée pour toutes les compositions de roches. Ce minéral apparaît le plus souvent dans les produits de déstabilisation de l'amphibole sodique des roches basiques, associée à la phengite.

Les différentes isogrades représentées correspondent respectivement :

- l'isograde (1) à l'apparition de la lawsonite en présence d'albite ;

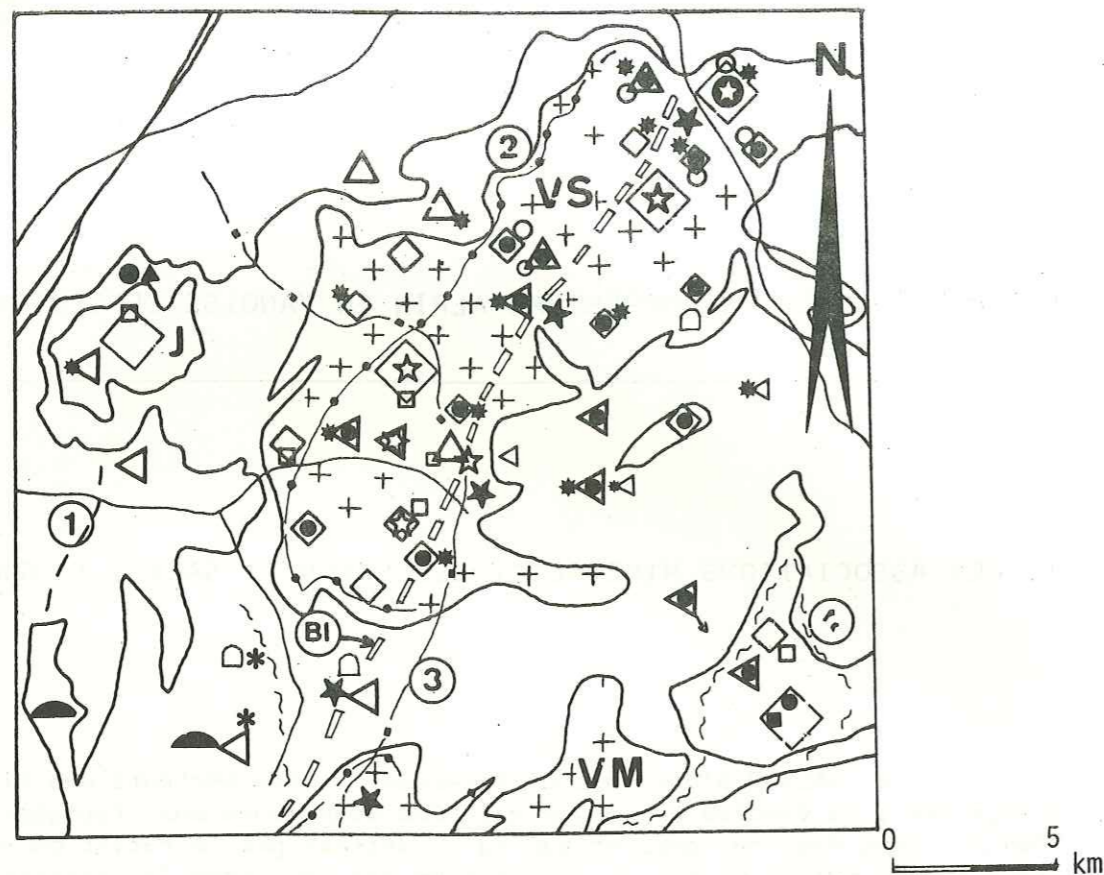
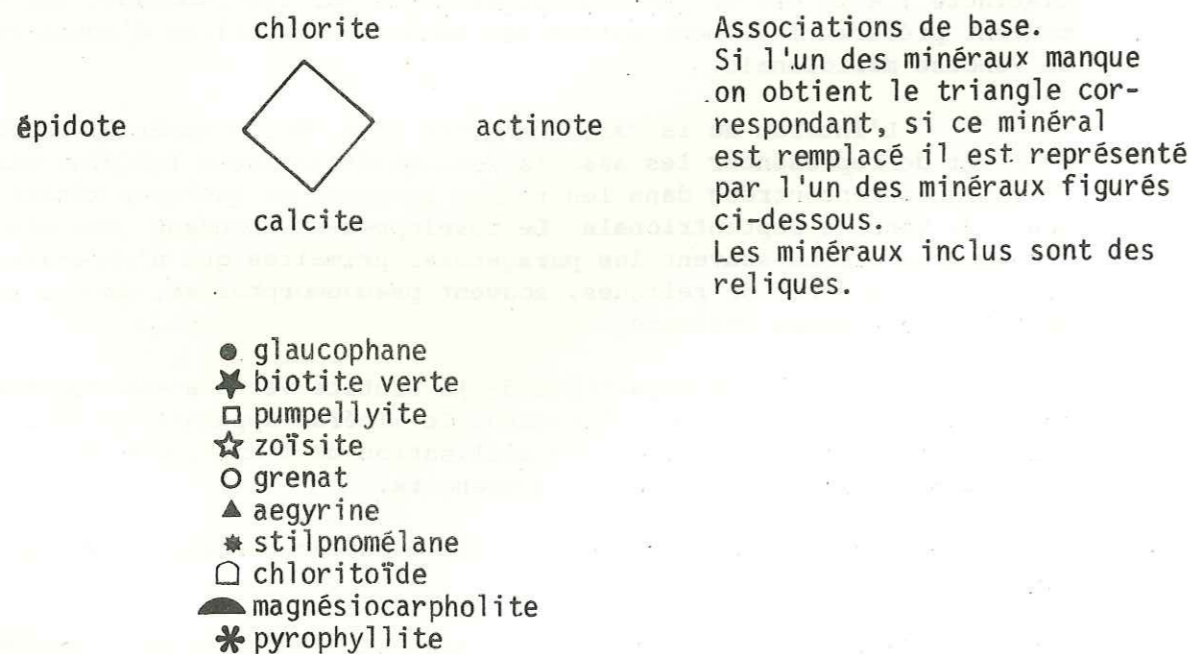


Fig. 48.- Associations des minéraux du métamorphisme dans la région de Vanoise septentrionale (d'après P. Saliot, 1978).



J : Mont Jovet, schistes lustrés; VM : Vanoise méridionale; VS : Vanoise septentrionale.
1) Apparition de la Lawsonite, 2) Apparition de l'association lawsonite-glaucophane, 3) Disparition de l'association pumpellyite-chlorite, 4) Apparition de la zoïsite dans les roches basiques, BI) Apparition de la biotite verte.

- l'isograde (2) à l'apparition de l'association lawsonite-glaucophane (s.l.) qui dépend essentiellement des conditions d'apparition de l'amphibole sodique dans la réaction chlorite + albite → glaucophane ;

- l'isograde (3) à la disparition de l'association pumpellyite-chlorite suivant la réaction étudiée expérimentalement par K.H. NITSCH (1971) : pumpellyite + chlorite + quartz → épidote + actinote + H₂O ;

- l'isograde (4) à l'apparition de la zoïsite dans les roches basiques par remplacement de la lawsonite. Au-delà de cette limite, il arrive que l'on trouve, selon P. SALIOT, de rares reliques de lawsonite, très fines, dans les roches riches en zoïsite. Cette isograde est importante pour cet auteur, car elle semble associée à une réaction du métamorphisme prograde de haute pression.

P. SALIOT signale en outre un certain nombre de faits importants.

1. Les associations à lawsonite-chlorite-albite, ± pumpellyite, décrites dans la zone houillère par J. FABRE (1961), G. GUITARD et P. SALIOT (1971), disparaissent sous la klippe de Schistes lustrés du Mont-Jovet.

2. L'amphibole bleue apparaît le plus souvent dans les roches basiques des séries anciennes de Vanoise.

3. La limite du domaine de l'association pumpellyite-actinote est sécante sur les autres isogrades. Cette association pourrait avoir un caractère relativement tardif car elle tend à oblitérer les paragenèses occidentales à lawsonite.

En Vanoise septentrionale où l'on ne dispose plus de ce critère car la lawsonite n'apparaît ni en relique ni en pseudomorphose dans les séries basiques, on peut s'interroger sur l'existence d'un domaine à pumpellyite primaire reliant celui à pumpellyite lawsonite sous l'action d'une variation du gradient métamorphique vers le Nord (P. SALIOT, 1978). On constate également dans ce même secteur que la pseudomorphose de l'amphibole sodique en actinote n'est pas systématique ; c'est souvent un simple processus de chloritisation. Il pourrait alors avoir existé un domaine à actinote primaire précédant celui de l'amphibole bleue (P. SALIOT, 1978).

4. F. ELLENBERGER (1960) avait décrit de nombreuses pseudomorphoses de lawsonite dans les carbonates de Vanoise méridionale, tant dans la couverture que dans la série de la Grande-Motte. P. SALIOT (1978) constate par contre, qu'aucune relique, ni pseudomorphose ne se rencontre dans la couverture de Vanoise septentrionale. Aussi, lorsque la lawsonite n'apparaît pas à l'état de reliques, l'utilisation des pseudomorphoses est extrême-

nement délicate ; le plus souvent, il s'agit d'agrégats micacés en tablettes dont l'attribution à la lawsonite est sujette à caution. Bien d'autres minéraux subissent en effet le même type de transformation : adulaire, chloritoïde, jadéite, ... F. ELLENBERGER (*in litt.*) maintient que certaines au moins de ces pseudomorphoses étaient absolument typiques.

5. L'apparition secondaire de la biotite verte par rapport aux associations de haute pression indique qu'il s'agit d'une isograde tardive. Sur la carte (Fig. 48) sa disposition recoupe les édifices de socle et de couverture.

6. La jadéite est absente des roches de Vanoise septentrionale alors qu'elle se rencontre en Vanoise méridionale et dans le Versoyen. On notera que tous les auteurs précédents s'accordent pour constater que la Vanoise septentrionale a été affectée par un métamorphisme alpin moins sévère que la Vanoise méridionale (à l'exception de J. BOCQUET). La cristallinité alpine y est moins bien marquée.

2. LA PARAGENESE ALPINE DE LA VANOISE SEPTENTRIONALE.

A la suite de P. TERMIER, puis E. RAGUIN, F. ELLENBERGER (1958) fit connaître une première liste détaillée des minéraux du métamorphisme alpin de la région de Vanoise ainsi que leur comportement. Bien d'autres auteurs se sont par la suite intéressés aux minéraux de la paragenèse alpine (J. BOCQUET, 1974 ; B. GOFFE, 1975 ; P. SALIOT, 1978 ; M. GAY, 1972), mais peu d'entre eux ont étudié les évolutions métamorphiques en rapport avec les microstructures des roches.

Le métamorphisme alpin est en effet contemporain de, ou encadré par, un ou plusieurs événements tectoniques. Ceux-ci sont observables en lame mince, soit au niveau même des cristaux qui révèlent un état de lésion, de cataclase, soit au niveau de la "fabrique" de la roche qui présente alors des microstructures telles que foliations, schistosités, microplissements. Les chronologies relatives de cristallisation ne peuvent être établies qu'en tenant compte de ces critères microstructuraux c'est-à-dire des relations entre la cristallisation et la déformation. Cet aspect du problème sera développé dans le chapitre suivant.

Dans un premier temps, voici quelques remarques sur les principaux minéraux du métamorphisme alpin de Vanoise septentrionale et leur répartition.

2.1. LE QUARTZ.

Il présente presque toujours une extinction roulante, effet des déformations ultimes. Des agrégats de petites tablettes en mosaïque ou orientées dans la schistosité, des bourgeonnements sur les quartz anciens sont autant de structures de recristallisation.

Il est toujours abondant dans les schistes et grauwackes, dans les paradérivées et quartzites du Carbonifère présumé et dans le Permien. Il est constamment présent mais accessoire dans les roches basiques d'origine magmatique où ses petits grains xénomorphes ont remplacé la matrice originelle. Il est rare dans les formations carbonatées et se développe plus particulièrement dans les fissures tardives.

2.2. LES FELDSPATHS.

Le feldspath du métamorphisme alpin est presque toujours une albite assez pure contenant en moyenne 3 à 5% d'anorthite (F. ELLENBERGER, 1958, J. BOCQUET, 1974). Elle est xénomorphe, poeciloblastique, ou granoblastique et peu maclée dans la plupart des roches (Fig. 49, 57, 58). Elle fossilise parfois les microstructures antérieures à sa croissance, notamment dans les formations détritiques permienes (Fig. 49).

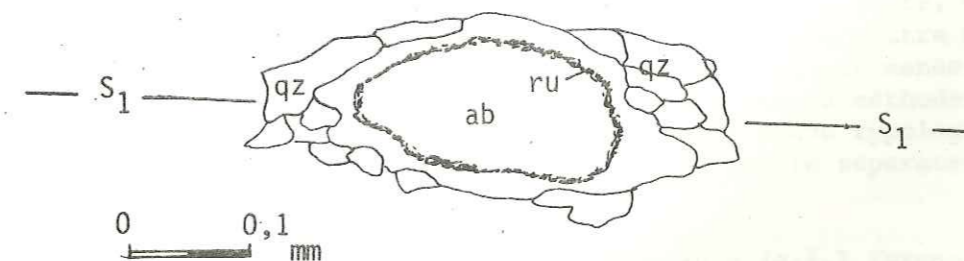


Fig. 49. Inclusions de rutile dessinant le contour d'un ancien grain d'albite détritique orienté dans S₁ et épigénisé par de l'albite alpine (Permien de Friburge). L'albitisation s'est faite en continuité avec S₁ sans modification de l'orientation du grain originel ; elle peut donc être considérée comme postérieure à S₁.

Les plagioclases calciques anciens sont toujours détruits (saussuritisation) ou épigénisés en albite limpide. Dans les roches basiques, leur identification n'est jamais possible, mais leur structure interne (notamment les macles polysynthétiques) ou leur contour peut parfois être encore indiqué par la distribution des petits grains de clinzoïsite et/ou zoïsite d'altération.

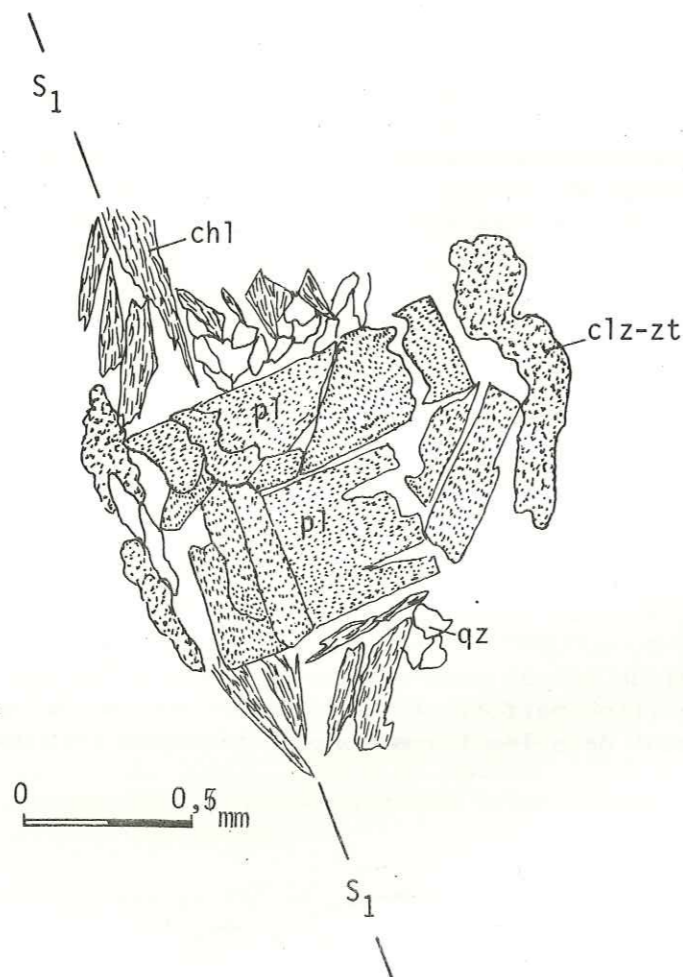


Fig. 50. Altération des anciens plagioclases calciques par l'épidote dans une roche basique. On reconnaît les lattes juxtaposées plus ou moins jointives des plagioclases anciens hérités, plus ou moins moulés par la schistosité S_1 , et obliques sur cette schistosité.

Les feldspaths potassiques semblent avoir mieux résisté ; on les rencontre parfois sous la forme de cristaux perthitiques, notamment dans les schistes et grauwackes du Houiller présumé. Ils sont considérés en général comme détritiques ou hérités de roches plutoniques ou métamorphiques acides antéalpines (F. ELLENBERGER, 1958 ; J. BOCQUET, 1974).

2.3. LES MICAS BLANCS.

Ils sont représentés par de la phengite (F. ELLENBERGER, 1958, J. BOCQUET, 1974 ; P. SALIOT, 1978). Selon J. BOCQUET (1974), les muscovites vraies ne se rencontreraient que dans les roches du socle de Vanoise pour lesquelles un métamorphisme antérieur au métamorphisme alpin a été reconnu.

Pour P. SALIOT (1978), il est aisé d'observer dans les roches détritiques (schistes du Carbonifère présumé de Vanoise septentrionale, grès éocènes de Vanoise méridionale) et dans les roches des socles anciens, de grandes muscovites détritiques réorientées dans la foliation et entourées d'un nuage de petits micas néoformés.

La présence de paragonite a été décelée parmi certains micas blancs du socle (J. BOCQUET, 1974). P. SALIOT (1978) indique des substitutions paragonitiques au sein des micas blancs et quelques cas de micas néoformés en équilibre avec la paragonite.

La fuschite se rencontre également sporadiquement. Elle est caractéristique des faciès permotriasiques.

Une analyse aux Rayons X sur une prasinite (tuf?, éch. 81-130) prélevée dans les Greux de la Laisille, m'a permis de mettre en évidence la présence d'un mica lithinifère, la zinnwaldite (étude menée sur la fraction granulométrique 0,50-0,160 μm obtenue par la méthode classique de tri densimétrique (cf. chapitre consacré à l'étude typologique des zircons et attirable à l'intensité $I = 0,1 \text{ \AA}$ par le séparateur isodynamique "Frantz").

En lame mince, tous ces micas blancs (s.l.) forment généralement des lamelles courbes, froissées, souvent associées à de la chlorite. Quelques cas de cristaux en lamelles planes, non déformées ou rarement, d'une biréfringence élevée et nettement biaxes s'observent, notamment dans les schistes du Permien (Fig. 61).

2.4. LA BIOTITE VERTE.

Elle est en général, dans le domaine étudié, très difficile à reconnaître en lame mince et n'apparaît que sous forme de paillettes très petites mêlées à celles de la chlorite et du mica blanc avec lesquelles ses limites ne sont pas nettes (Fig. 51).

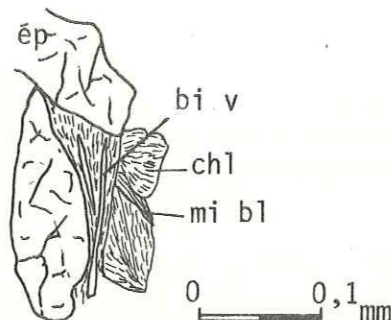


Fig. 51. Biotite verte associée à la chlorite et au mica blanc. (Roche basique de la Grotte de Friburge).

Dans le secteur étudié, la biotite verte est parfois présente dans les roches basiques de la petite grotte située à l'Ouest de Friburge où elle peut être associée à de l'amphibole bleu lavande, et/ou à de l'épidote.

Selon P. SALIOT (1978), elle serait fréquente dans les roches très potassiques (granophyres) et dans un certain nombre de roches contenant ou ayant contenu de l'amphibole sodique ferrifère.

2.5. LES CHLORITES.

Caractéristiques de l'épizone alpine, elles sont omniprésentes dans tous les micaschistes paléozoïques ; elles caractérisent également les marbres chloriteux néocrétacés-éocènes ; elles sont aussi un produit d'altération des amphiboles dans les roches basiques.

Dans le cas général, elles sont représentées par le type pennine ; mais le type prochlorite (ripidolite, détermination aux Rayons X) peut apparaître dans les filonnets comblant les diaclases tardives ou bien en sphérolites post-déformations dans le Permien notamment.

Pour J. BOCQUET (1974), les teintes de polarisation anormales, bleues ou brunâtres, des chlorites ne seraient pas particulières aux pennines et se présenteraient dans la majorité des cas dans les prochlorites.

2.6. LE STILPNOMELANE.

Signalé pour la première fois en Vanoise par F. ELLENBERGER (1958), il est localement associé au mica blanc et/ou à la chlorite. Il croît préférentiellement dans les charnières des microplis et dans les plans de schistosité.

On le rencontre notamment dans les anciennes roches gabbroïques de La Sauvire (flanc nord-est) riches en glaucophane, de même que dans les roches basiques de la Grotte de Friburge (Fig.52).

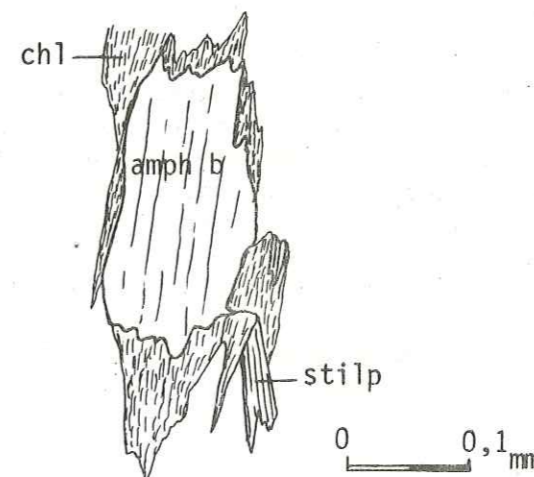


Fig. 52. Association de la chlorite et du stilpnomélane (roche basique de la Grotte de Friburge). La chlorite épigénise par ses bordures une amphibole bleu lavande.

2.7. LE CHLORITOÏDE.

Presque omniprésent dans les niveaux hyperalumineux de la base du Dogger ou du Malm de Vanoise méridionale, ce minéral a été redécouvert récemment en rares petits gîtes dans les micaschistes de Chasseforêt (Ph. DAMBRINE et C. LANGANEY, 1979) ; il n'a jamais été rencontré en Vanoise septentrionale.

2.8. LES AMPHIBOLES.

En Vanoise septentrionale, elles sont caractéristiques des roches basiques. En lame mince, on distingue plusieurs types d'amphiboles :

- des amphiboles prismatiques d'un vert plus ou moins bleuté, vraisemblablement une hornblende, issues de l'altération d'amphiboles sodiques (J. BOCQUET, 1974) ;
- des amphiboles d'un vert franc (hornblende verte probable) ;
- des amphiboles vert pâle presque incolores ; elles forment des aiguilles en feutrage sur les bordures des amphiboles vertes ; leur nature est, selon J. BOCQUET, actino-trémolitique ; elles peuvent également apparaître sous forme de prismes dans les prasinites ;
- des amphiboles bleues ou bleu lavande ; alors qu'elles sont omniprésentes dans le socle de Vanoise méridionale, elles restent rares dans le Prépermien de Vanoise septentrionale. Elles prennent parfois la place de l'actinote et se substituent de façon épigénique à la hornblende ("ouralite") issue d'anciens pyroxènes ; c'est le cas dans les anciennes roches gabbroïques de La Sauvire (Fig. 53) et dans celles du versant est de Bellecôte (Cul du Nant). Un très beau gisement (découvert par P. SALIOT) de ces amphiboles existe à l'Ouest de Friburge (Grotte de Friburge) ; elles sont partiellement déstabilisées en chlorite (Fig. 52). J. Bocquet (1974) indique qu'il s'agit de la glaucophane ou de la crossite.

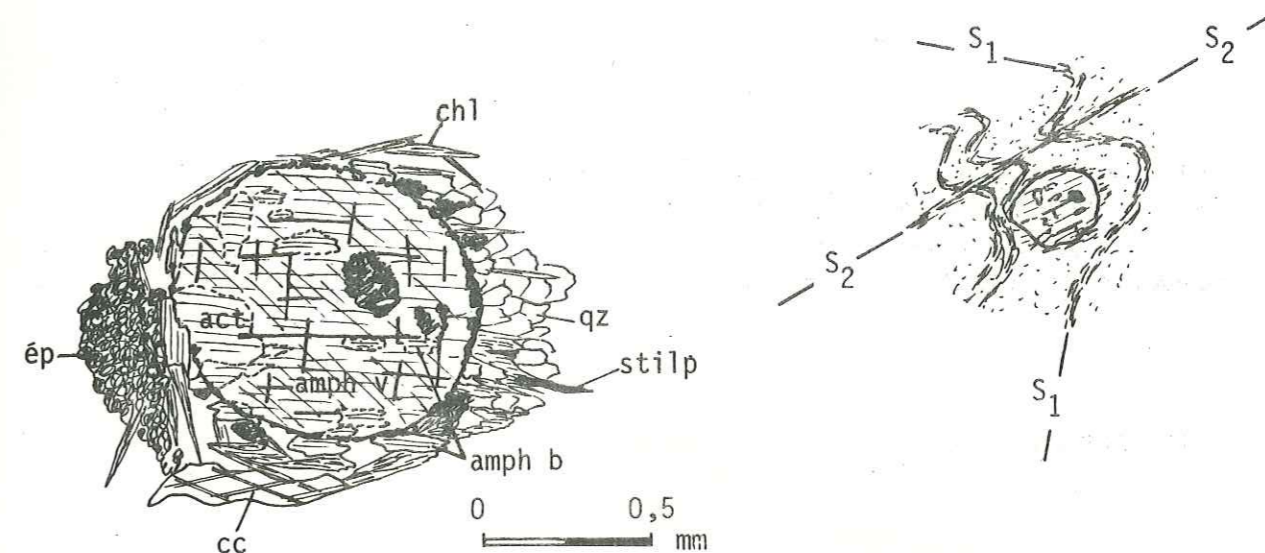


Fig. 53. Ancien cristal de pyroxène (on reconnaît les clivages et le contour octogonal).

Il est épigénisé en amphibole verte au centre, actinote vert pâle sur les bords, aiguilles néoformées d'amphibole bleu lavande et de chlorite greffées sur le cristal dans les angles abrités du lamina-ge ; en même temps, les fibres de l'amphibole bleue, toutes orientées parallèlement à la schistosité, envahissent progressivement le noyau épigénique. Apparition de lamelles de stilpnomélane rongant la chlorite.

2.9. LES EPIDOTES.

Elles se rencontrent dans toutes les roches souvent en altération d'autres minéraux (plagioclases, fig. 50) notamment dans les roches basiques ; elles apparaissent alors sous forme de feutrage ou d'agrégats bleu gris très sombre de petits grains de clinozoisite et zoïsite associées. Elles forment parfois la partie essentielle de la roche (faciès clairs du massif basique de La Sauvire) et sont alors associées à de la pistachite. F. ELLENBERGER insistait sur la présence fréquente de passées ou microgalets d'épidote détritique dans les métasédiments de Vanoise septentrionale (souvent avec recristallisation alpine) ; dans le terrain ici étudié, la chose m'a paru moins évidente.

La pistachite granulaire ne semble être un minéral primaire de la roche que dans certains faciès détritiques (grauwackes du Carbonifère présumé), où une frange de recristallisation de clinozoisite s'observe sur le pourtour du grain, ce dernier étant moulé par la

foliation métamorphique S₁ (Fig. 8a, 1ère partie -Lithostratigraphie- et F. ELLENBERGER, pl. 15, photographie n°2, 1958).

Dans les roches basiques, P. SALIOT (1978) signale que la présence de zoïsite est typique de la disparition de la lawsonite.

2.10. LES GRENATS.

Le grenat est assez rare en Vanoise septentrionale. Dans les micaschistes de Chasseforêt, il abonde, et F. ELLENBERGER y a décrit (1958) des grenats à inclusions sigmoïdes, pour lui de croissance contemporaine des déformations alpines.

Pour J. BOCQUET (1974), tous les grenats du socle de Vanoise méridionale sont antéalpines (hercyniens ou anté-hercyniens) et n'ont pas subi de reprise de cristallisation lors d'une phase alpine. Elle considère cependant que les grenats non détritiques provenant des séries allant du Paléozoïque supérieur au Tertiaire sont de cristallisation certainement alpine.

Dans le secteur étudié, je n'ai rencontré le grenat qu'en quelques points isolés : dans les roches vertes basiques du Cul du Nant et dans celles de la Grotte de Friburge. Les grenats y sont relativement purs, généralement inclus dans la trame chloriteuse et apparemment en équilibre avec la chlorite. Leur taille peut atteindre le demi-millimètre (Fig. 54, 62).

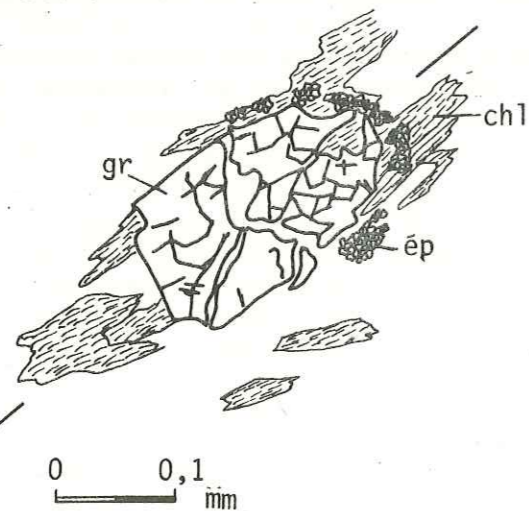


Fig. 54. Grenat (brisé) syn-S₁ en équilibre avec la chlorite .

Compte-tenu des conditions métamorphiques de la Vanoise septentrionale (pressions élevées, températures n'excédant vraisemblablement pas 300°C), ces grenats devraient avoir une composition appréciable de spessartine. L'apparition de grenats à composition d'almandin s'effectue en effet à des températures beaucoup plus élevées (T>500°C) (A. HIRSCHBERG et H-G. WINKLER, 1968). La présence d'almandin indiquerait que la cristallisation du grenat ne correspond pas à des conditions alpines mais à un métamorphisme plus ancien. Dans l'état actuel des connaissances, ceci reste à démontrer.

2. 11. LA SERPENTINE.

La seule roche d'aspect serpentineux que j'ai pu observer a été prélevée dans les éboulis du massif basique de La Sauvire (où F. ELLENBERGER avait déjà postulé sa présence). La structure maillée gris verdâtre observée en lame mince rappelle celle de l'antigorite. Il s'agirait ici, pour J. BOCQUET (1974), de chlorite magnésienne.. Cet auteur n'exclut pas, néanmoins, la possibilité de l'existence de la serpentine dans ce massif. Les analyses diffractométriques aux Rayons X que j'ai effectuées sur deux échantillons ne m'ont pas permis de reconnaître la serpentine mais ont montré la présence abondante de divers types de chlorite magnésienne.

2. 12. LA TOURMALINE.

La tourmaline alpine est presque toujours bleutée, parfois légèrement zonée de brun (Fig. 59). Elle abonde en prismes ténués dans les schistes violacés permien où elle peut atteindre des dimensions notables sans toutefois être visible à l'oeil nu. Elle semble absente dans les schistes du Carbonifère présumé ; les seules tourmalines vert brunâtre décrites dans le Carbonifère présumé (cf. chapitre Lithostratigraphie) sont vraisemblablement détritiques.

2. 13. LES CARBONATES.

La calcite et l'ankérite sont présentes dans presque tous les schistes cristallins dont les surfaces altérées sont mouchetées par les tâches brunes de l'ankérite.

La présence d'ankérite abondante est caractéristique des faciès permien et permo-triasiques. Dans les grauwackes du Houiller présumé et dans les roches basiques, la calcite apparaît dans les filonets de comblement des diaclases tardives ou comme produit d'altération des plagioclases (Fig. 55). D'une façon plus générale, elle cristallise entre les interfaces des cristaux qu'elle remplace.

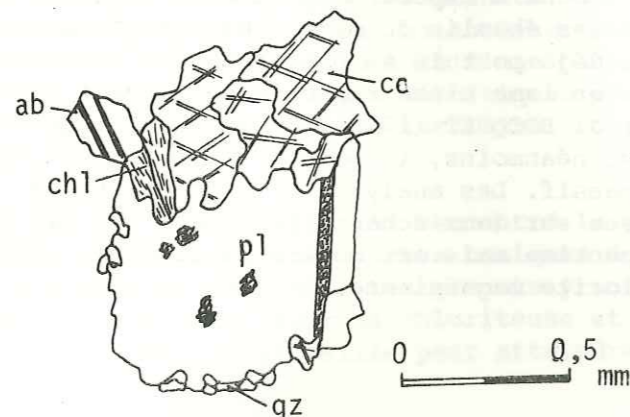


Fig. 55 . Calcite polycristalline rongéant un plagioclase (roche prasinitique - Creux de la Laisille).

2. 14. L'APATITE.

Je l'ai observée dans les schistes du Permien où elle apparaît sous la forme de petits prismes aciculaires ou trapus observables en lame mince, uniquement à fort grossissement. Elle apparaît également dans les roches basiques de la masse magmatique de La Sauvire où elle montre des sections hexagonales ou rondes.

2. 15. LE SPHÈNE ET LE LEUCOXÈNE.

Le sphène alpin présente toujours une extinction franche ; il est sporadique et on l'observe plus fréquemment en épigénie de l'ilménite ancienne (forme couramment appelée leucoxène). Cette néoformation s'observe dans les roches basiques. Elle est également présente dans les grès et grauwackes du Carbonifère présumé (cf. chapitre Lithostratigraphie). Elle est absente dans les formations permien.

2. 16. LES OXYDES DE FER ET LES SULFURES.

*L'oligiste : elle abonde dans le Permien en très petites écailles opaques informes à reflets bleutés et translucidité pourpre foncé sur certains bords des cristaux.

*L'ilménite : tant alpine qu'héritée est assez difficile à distinguer de l'oligiste. Partiellement épigénisée en leucoxène, elle existe, dispersée, dans une bonne partie des métasédiments détritiques "carbonifères".

*La magnétite : elle paraît tardive et moule les autres minéraux. Elle apparaît en particulier dans les anciennes roches gabbroïques de La Sauvire.

*La pyrite : elle abonde dans les métasédiments riches en matière organique et dans beaucoup de roches d'origine magmatique de la série carbonifère présumée. Les cubes de pyrite peuvent atteindre plusieurs millimètres de côté.

LES MINÉRAUX DU MÉTAMORPHISME, LEURS RELATIONS ET LA DÉFORMATION.

L'établissement des chronologies relatives de cristallisation dans les roches métamorphiques de Vanoise s'appuie, non seulement sur les relations des associations minéralogiques, mais aussi, sur les relations géométriques qui existent parfois entre les blastes néoformés, leurs inclusions et la structure des constituants matriciels, c'est-à-dire sur les liaisons entre l'orientation des minéraux et les déformations. Au niveau des minéraux, le rôle des contraintes apparaît, on le sait, sous trois formes qui sont :

- la fragmentation des minéraux préexistants (phénomène de granulation),
- la nucléation de nouveaux minéraux lorsque la quantité d'énergie accumulée est suffisante pour amorcer les recristallisations,
- la création de surfaces de discontinuités suivant lesquelles les minéraux néoformés s'orientent soit de manière grossièrement synchrone, soit après un laps de temps plus ou moins étendu.

Dans les cas les plus simples de roche déformée, on distingue ainsi classiquement trois classes principales de minéraux :

- des minéraux *antécinématiques* (anté-schisteux),
- des minéraux *syncinématiques* (syn-schisteux),
- des minéraux *postcinématiques* (post-schisteux).

Au niveau des observations de lames minces, deux surfaces mécaniques principales de déformation se reconnaissent dans les roches métamorphiques de Vanoise septentrionale. Ces microstructures planaires sont désignées respectivement, selon la terminologie reprise par J-P. BARD, 1980, par :

- S_1 ou *schistosité de flux* : ensemble de surfaces plus ou moins parallèles et continues dans lesquelles se réorientent les cristaux et les objets antécinématiques et le long desquelles cristallisent ou recristallisent des minéraux ;
- S_2 ou *schistosité de crénulation* : (= strain-slip cleavage), surfaces en général parallèles entre elles ou faisant quelquefois, entre elles, des angles de 30-40° (= schistosités conjuguées) ; elles sont également

le siège d'une néoblastèse orientée et elles délimitent des corps en fuseau, les *microlithons*. Ceux-ci peuvent renfermer des minéraux (amphiboles) dans des microlits plus ou moins plissotés. En Vanoise septentrionale, S_2 peut également dériver de la dissolution orientée d'une tranche de roche ; celle-ci est attestée par l'accumulation, sur les bords des microlithons, de matériel pigmentaire (graphite, parfois hématite) ou de minéraux phylliteux. Mais dans le cas général, S_2 se borne à sectionner le tissu sans minéralisation des plans de sectionnement.

*Remarque : la foliation paraît avoir une origine double due aux phénomènes de *transposition tectonique* et dans laquelle la stratification et la foliation sont parallèles entre elles ; sauf au niveau des charnières de plis où la foliation est oblique sur la stratification (J-P. BARD, 1980).

Les divers exemples étudiés ci-après sont tirés de l'analyse microscopique de plus de 300 lames minces taillées dans les roches des différentes formations reconnues en Vanoise septentrionale. Ils ne représentent qu'une infime partie des multiples cas de relations pétrogénétiques observés ; mais ils me sont apparus comme les plus caractéristiques ou les plus riches d'informations.

La présence de deux schistosités quasiment systématiquement enregistrées dans ces roches, complique le problème. Ainsi, les minéraux considérés comme antécinématiques peuvent être soit anté S_1 donc anté S_2 , soit anté S_2 mais post S_1 ou syn S_1 . Pour faciliter l'analyse, je n'ai appelé minéraux antécinématiques que les minéraux considérés comme hérités de la structure initiale de la roche, structure sédimentaire ou magmatique selon les cas.

1. CAS DES MINÉRAUX ANTECINÉMATIQUES.

Dans le cas général, les minéraux antécinématiques (c'est-à-dire anté S_1), observés dans les roches étudiées, sont moulés par S_1 (Fig. 8a, b, c, 1ère partie -Lithostratigraphie- et Fig. 56) ou inclus dans des minéraux moulés par la schistosité (Fig.49 et Fig.59). Ils forment fréquemment des ocelles ou des fuseaux dont le grand axe tend à s'orienter selon S_1 .

Dans le cas de la figure 56 (voir aussi Fig. 8c), la schistosité S_1 a enregistré des composantes cisailantes qui ont provoqué le morcellement des bordures du minéral impliqué dans la déformation (granulation) ; elles ont donné naissance à des agrégats monocristallins de quartz dispersés en chapelets dans S_1 .

Il est fréquent d'observer des "ombres de pression" dans les angles abrités des minéraux antécinématiques, c'est-à-dire dans les parties qui sont les moins comprimées (Fig. 8, Fig.53 et 56). Ces ombres de pression sont provoquées par la recristallisation syncinématique (syn- S_1) de la matrice dans la direction d'extension maximale qui est celle de la linéation d'allongement parallèle aux axes des plis synschisteux (plis P_1), (Fig. 9, 1ère partie - Lithostratigraphie).

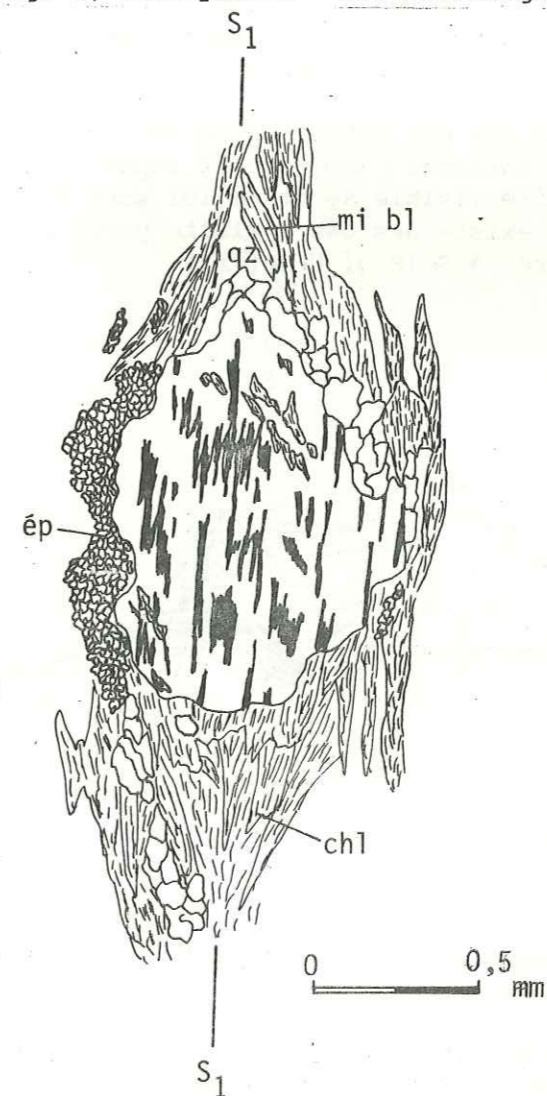


Fig. 56. Echantillon JFR 79-87. Feldspath hérité anté- S_1 entièrement albitisé.

Les taches sombres rappelant des intercroissances de feldspath sodique dans un feldspath surtout potassique (aspect de perthite) correspondent en fait à des plans de macles irréguliers d'albite (reconnus par la méthode de la section normale à $pg^1 [100]$). Début de damouritisation dans les plans de clivage. (Roche basique de La Sauvière).

2. CAS DES MINÉRAUX POSTCINÉMATIQUES.

Les minéraux postcinématiques peuvent être d'habitus poeciloblastique ; ce phénomène s'observe particulièrement bien dans les albites poeciloblastiques issues du métamorphisme alpin.

L'étude au microscope des albites poeciloblastiques montre qu'elle ne sont pas toujours tardives ; elles ne se superposent pas toujours à la dernière schistosité visible S_2 et ne lui sont donc pas systématiquement postérieures. Il existe des cas d'albite poeciloblastique postcinématique S_1 antérieure à S_2 (Fig. 49 et 57).

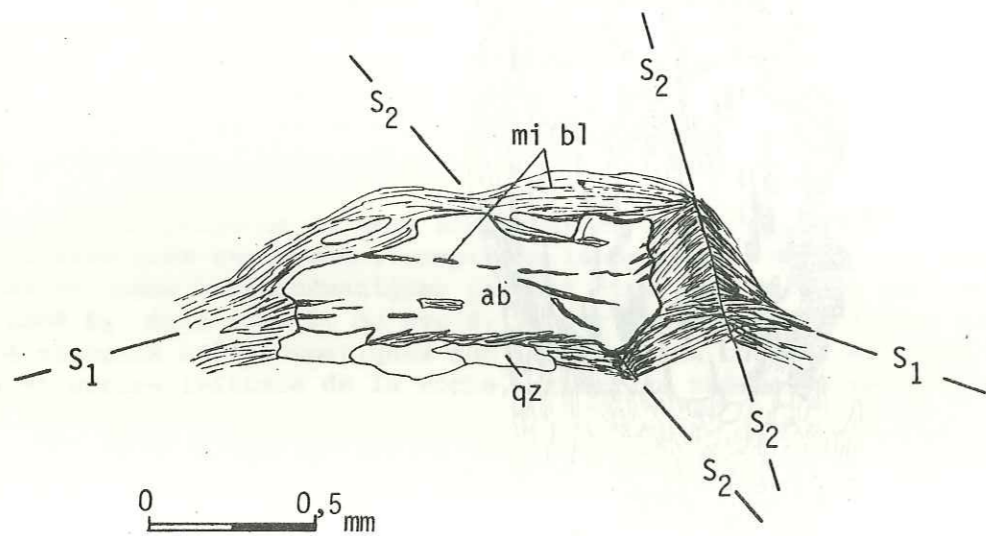


Fig. 57. Albite poeciloblastique alpine syn- à post- S_1 mais anté- S_2 (Schiste permien de Friburge).

On note la trace de S_1 à l'intérieur du minéral syncinématique ; elle n'est pas encore plissotée par les microplis P_2 ; une orientation légèrement différente de la trace de S_1 (à droite) indique que le réseau cristallin de l'albite a subi une légère torsion lors de la formation des plis P_2 .

La figure 58 propose un exemple d'albite alpine englobant la schistosité S_1 et une schistosité antérieure matérialisant peut-être l'état initial de la roche (celle-ci pourrait correspondre à la surface de

stratification S_0). Le porphyroblaste est donc à la fois un minéral anté-cinématique vis-à-vis de S_2 et post-cinématique vis-à-vis de S_1 (Fig. 58).

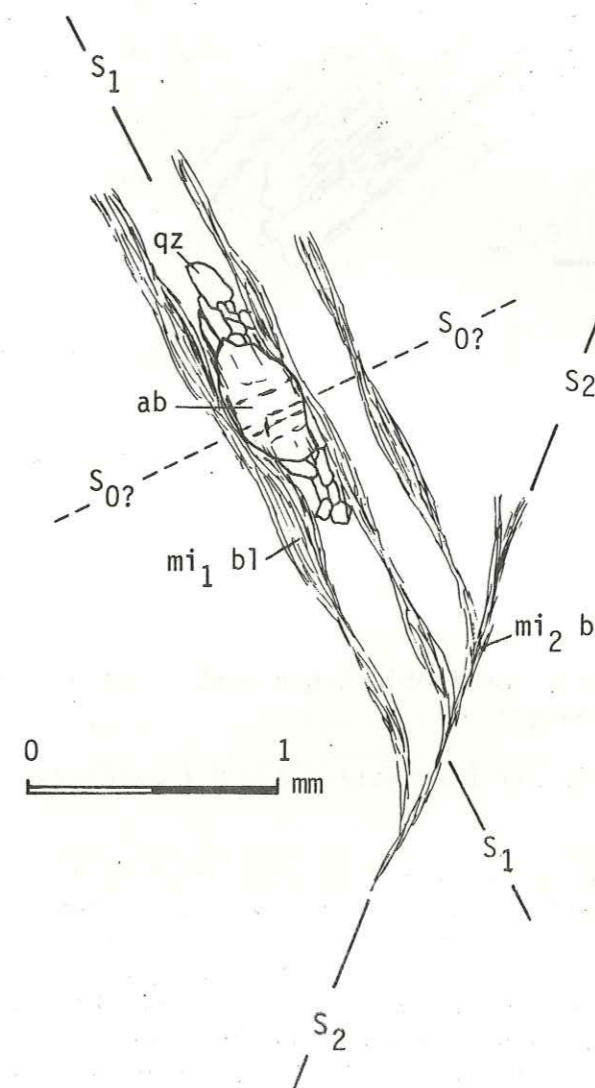


Fig. 58. Albite poeciloblastique alpine anté S_2 , post S_1 (schiste permien de Chapendu).

D'autres blastes statiques sur la schistosité S_1 constituent des exemples de minéraux postcinématiques. La figure 59 représente une tourmaline bleue alpine post S_1 ayant fossilisé S_1 ; elle est en outre antérieure à S_2 , peu développée ici.

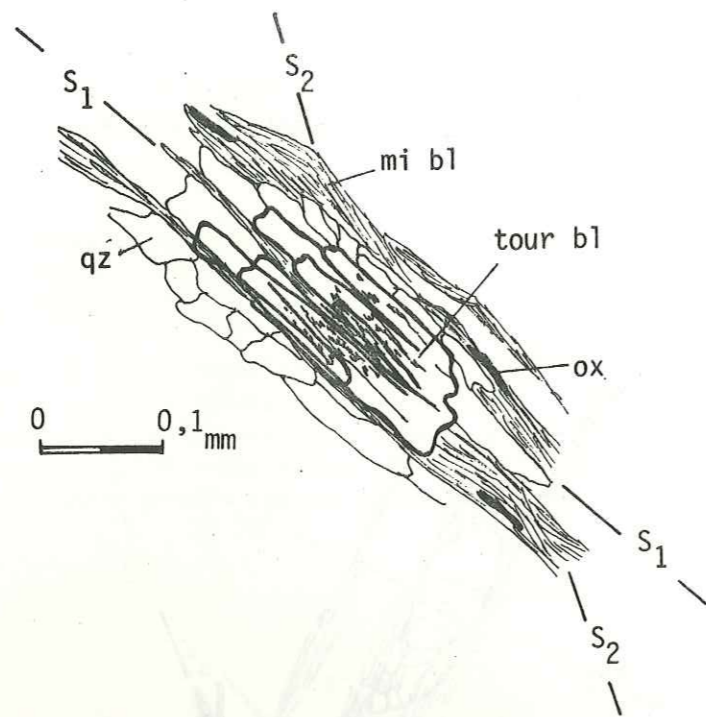


Fig. 59 . Tourmaline alpine pociloblastique post S_1 et anté S_2 (schistes permiers - Friburge).

La trace de S_1 est bien fossilisée à l'intérieur du minéral, notamment au centre.

Les micas (mi bl) et les chlorites (chl) de la partie droite de la figure 60 sont un autre cas de disposition postcinématique. Ils s'enchevêtrent les uns dans les autres sous l'aspect d'un V ; ils sont "mimétiques" d'une charnière plissant la schistosité S_1 préexistante ; ils sont postérieurs au pli puisqu'ils ne se disposent pas dans le plan axial de ce dernier (ils ne sont donc pas syncinématiques) et puisqu'ils ne sont pas tordus dans la tête du pli (ils ne sont donc pas antérieurs au pli). Leur disposition prouve que cette cristallisation postcinématique s'est effectuée encore "à chaud" après la déformation 2.

Les micas (mi' bl) disposés sur la schistosité S_2 dans la partie gauche de la figure sont également postérieurs au plissement et vraisemblablement tardi S_2 .

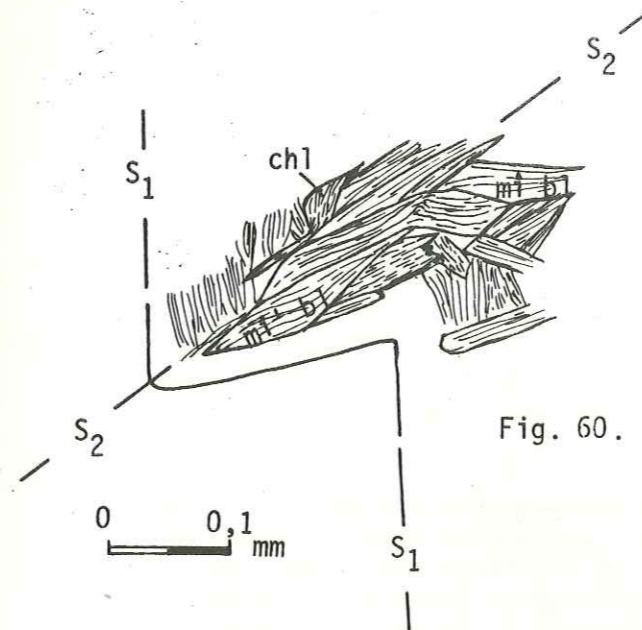


Fig. 60.

Fig. 60. Micas blancs et chlorites post-pli, associés dans un arc polygonal ; (mi' bl) micas réorientés dans S_2 (schistes cendrés du Houiller).

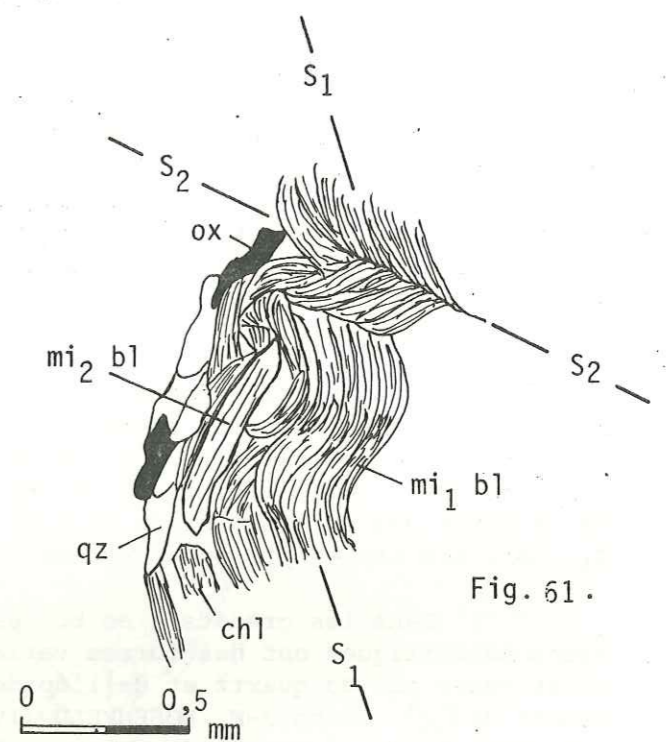


Fig. 61.

Fig. 61. Mica blanc non déformé post S_1 et S_2 dans une microstructure déformée (schiste permien - Friburge).

La figure 61 montre une lamelle plane isolée de mica blanc, non déformée, postérieure à toutes les déformations (mi₂ bl). Par contre, les micas (mi₁ bl) plissés sont plus ou moins ployés dans les charnières des microplis ; ils sont donc antérieurs au pli. Dans le haut de la figure, ils sont de même réorientés par la schistosité S_2 .

3. CAS DES MINERAUX SYNCINEMATIQUES.

En théorie (J-P. BARD, 1980), la plupart des roches qui ont cristallisé ou recristallisé de façon syncinématique doivent leurs caractéristiques microtexturales à des mécanismes de déformation hétérogène finale qui combinent ponctuellement un aplatissement fini non rotationnel (aplatissement pur) avec un glissement fini-rotationnel (cisaillement simple), ce dernier pouvant provoquer une rotation simultanée des cristaux et de leur matrice.

L'allure des inclusions sigmoïdes dans les blastes et la morphologie de la schistosité de flux S_1 dans la matrice sont les deux critères principaux permettant l'étude de la déformation syncinématique. Ils dépendent, outre des mécanismes de déformation invoqués ci-dessus, de la forme des cristaux et de leur orientation relative par rapport à S_1 dans les stades précoces de leur apparition.

Dans les grenats "en boules de neige" (Fig. 62), les inclusions hélicitiques ont des formes variables. Sur la figure, elles sont constituées par du quartz et de l'épidote ; elles se présentent sous l'aspect de DC . Selon J-F. ROSENFELD (1970) et D. POWEL *et al.* (1970), une telle forme s'observe dans les sections parallèles à l'axe de rotation R. Elle est interprétée soit comme l'imitation d'un micropli par un cristal natif suivi d'une rotation simultanée du grenat et de sa matrice, soit comme la rotation de la matrice autour d'un cristal statique augmentant progressivement de taille. Dans les deux cas, les auteurs précités admettent qu'une foliation préexistante s'est microplissée ("bouclée") à la hauteur du grenat. dans le cas de la figure 62, les schistosités respectivement interne et externe aux grenats appartiennent à une schistosité (en l'occurrence S_1) antérieure à la croissance syncinématique des cristaux ; celle-ci s'est faite lors d'une nouvelle phase de déformation post S_1 .

Il est à noter que la présence des grenats "en boules de neige" n'a ici été observée qu'une seule fois lors de l'étude pétrographique des lames minces. Ce cas unique est sans doute lié à la rareté du grenat dans les roches de Vanoise septentrionale, notamment dans le secteur étudié. L'interprétation qui en est faite, ne peut donc être considérée qu'à titre d'hypothèse faute d'autres observations allant dans le même sens.

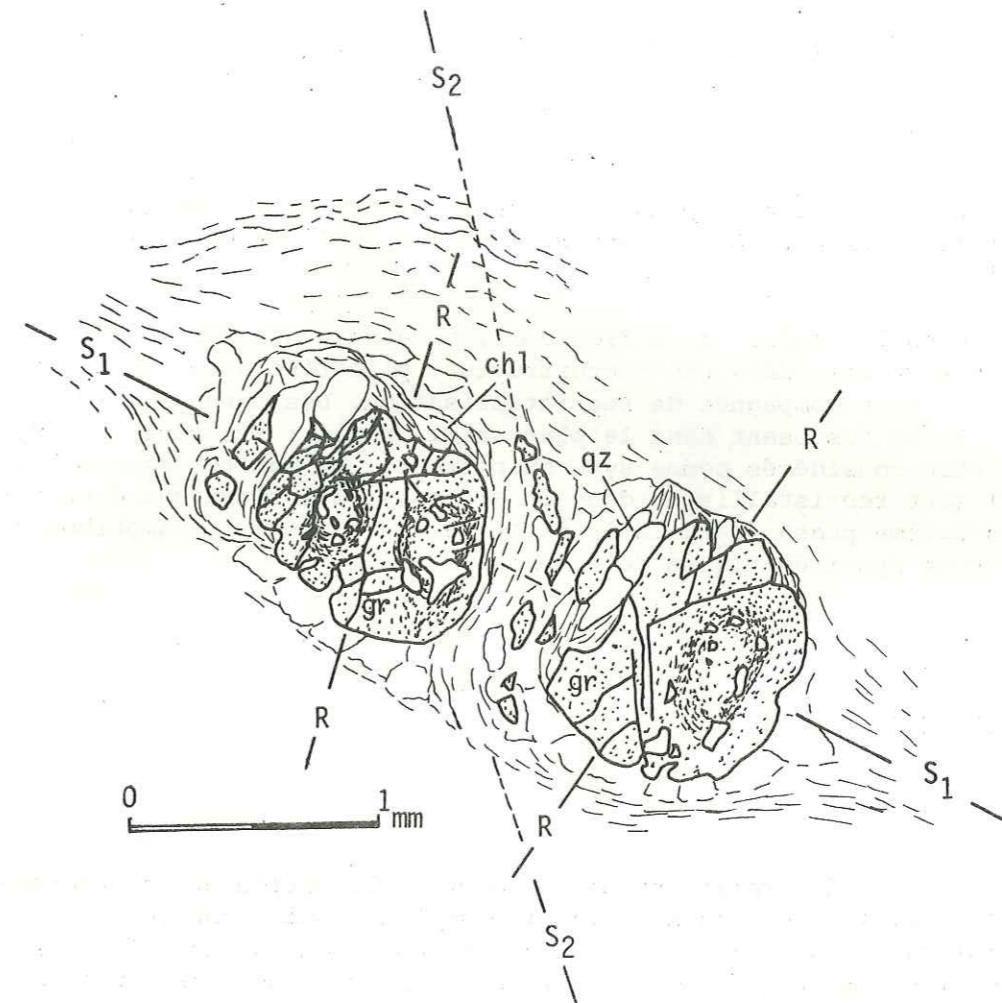


Fig. 62. Inclusions hélicitiques en DC dans les grenats syncinématiques de S_2 (roche basique de la Grotte de Friburge).

4. CRISTALLISATION ET DEFORMATIONS SUPERPOSEES.

L'interaction de plusieurs phases tectoniques compliquent notablement le problème. Aussi l'analyse des lames minces est-elle souvent hasardeuse.

Dans l'exemple de la figure 63, on étudie des amphiboles prismatiques vert pâle dans une microstructure plicative affectée d'une schistosité S_2 et accompagnée de recristallisation. Des porphyroblastes (amphibole $1V$) se disposent dans le plan axial du pli ; ils sont anté S_2 et peuvent être considérés comme syn- ou post- S_1 . De petites amphiboles (amph $'1V$) sont recristallisées dans un arc polygonal mimétique d'un micropli de deuxième phase (P_2). Enfin certaines de ces petites amphiboles (amph $2V$) sont synchroniques de la phase 2.

5. CONCLUSIONS.

L'étude des relations entre la cristallisation et la déformation dans l'ensemble des roches de Vanoise septentrionale montre qu'une partie notable des minéraux phylliteux du métamorphisme alpin a été lésée par les mouvements microscopiques. Mais de nombreux témoins existent d'une recristallisation pendant et après les déformations. Ce sont :

- la recristallisation du quartz en mosaïque polyédrique ;
- la substitution d'une albite indemne à des minéraux déformés (albite poéciloblastique) ;
- la croissance de lamelles planes, non déformées, de micas blancs sur des microstructures déformées ;
- la formation d'arcs polygonaux de phyllosilicates, "mimétiques" d'un micropli antérieur à leur cristallisation statique ;
- la croissance de minéraux synchroniques, tels que les grenats à inclusions hélicitiques, les amphiboles, certaines phyllites.

Un certain nombre de faits sont à signaler :

1. L'albite est à la fois un minéral précoce du métamorphisme alpin et un minéral tardif. Sa croissance débute avec la première phase de déformation

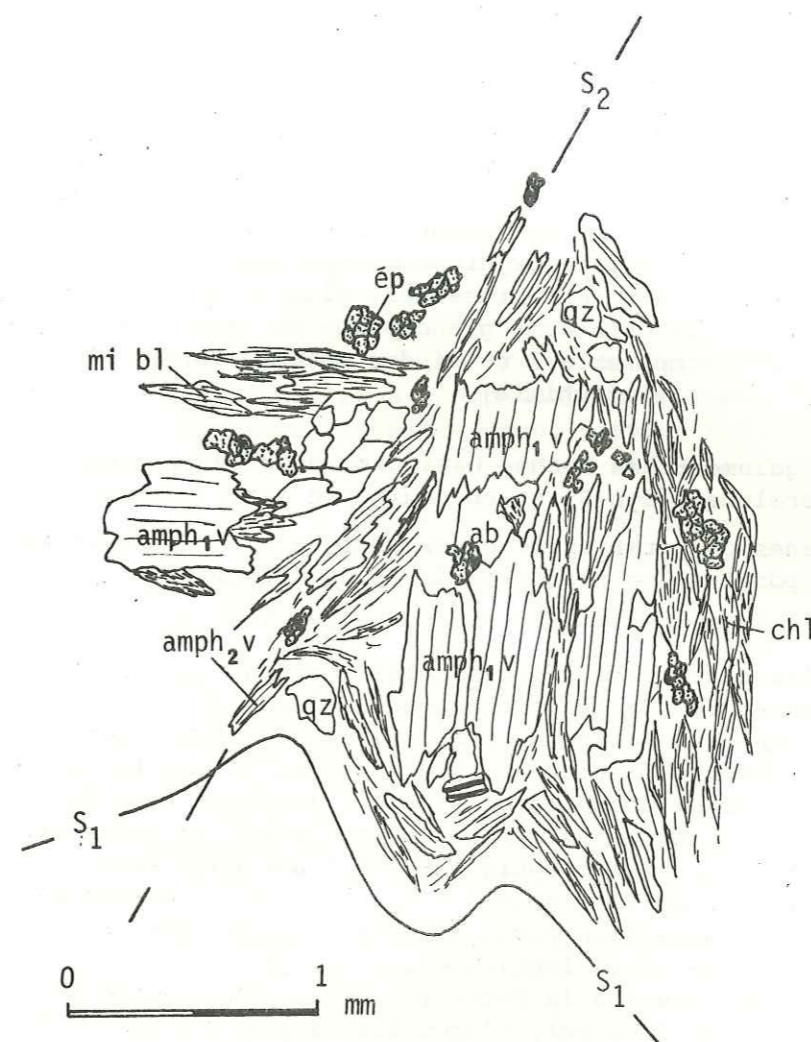


Fig. 63. Amphiboles vert pâle syn- ou post- S_1 (amph $1V$)-(amph $'1V$), amphiboles recristallisées dans un arc polygonal mimétique d'un micropli de deuxième phase.
(amph $2V$) : amphiboles syn- phase 2.
Roche prasinitique - Les Creux de la Laisille.

donnant naissance à la schistosité de flux S_1 ; elle se termine bien après les derniers mouvements microtectoniques qu'elle fossilise.

L'albitisation s'observe surtout dans le Permien mais toutes les formations sont en fait affectées par ce phénomène que ce soient les sédiments ou les roches d'origine magmatique.

2. Les micas semblent suivre la même loi que l'albite alpine, mais recristallisent moins fréquemment.

3. Dans des cas isolés, des amphiboles calciques paraissent relativement précoces au contraire des amphiboles sodiques qui les remplacent dans la plupart des cas. Toutes sont localisées dans des roches métabasiques, bien que le chimisme des métasédiments encaissants ne soit pas incompatible avec la croissance métamorphique de ces amphiboles sodiques ; celles-ci sont d'ailleurs omni-présentes, plus au Sud en Vanoise méridionale, dans les micaschistes à glaucophane du "socle" qui présentent un chimisme très comparable à celui des métasédiments de Vanoise septentrionale (cf. partie géochimie).

4. Caractéristiques également des roches basiques, mais peu fréquents, les grenats sont généralement syn-S₁ et en équilibre avec la chlorite.

Des phénomènes de rotation semblent indiquer qu'ils pourraient être également contemporains des phases tardives de déformation.

En outre, les observations précédentes montrent que les phases initiales du métamorphisme alpin correspondent à une phyllonitisation, associée à une recristallisation générale des sédiments. Les premiers événements métamorphiques semblent syngénétiques du premier plissement, dont les plans axiaux des plis contiennent les phyllites de recristallisation. Dans le flanc des plis, on observe ainsi un parallélisme entre la phyllonitisation métamorphique S₁ et l'ancienne stratification S₀ (foliation S₍₀₎₋₁) qu'il s'agisse d'une mise en coincidence de S₀ avec S₁, ou d'une transposition facilitée par l'angle très faible de recoupement. Le froissage et la lenticulation des phyllites de cette première phase sont à attribuer à la formation de la schistosité de crénulation S₂ plus tardive. Celle-ci, n'aboutissant pas systématiquement à la formation de microlithons avec réorientation et recristallisation de phyllosilicates, provoque parfois uniquement une torsion du réseau cristallin des phyllites 1 qu'elle recoupe.

Enfin il faut tenir compte d'événements mécaniques désordonnés, postérieurs à la déformation S₂, et souvent dans un matériel déjà plus ou moins "refroidi" : la quasi-universalité d'extinctions roulantes dans les quartz en est le reflet ; il a pu y avoir des glissements et cisaillements gauches affectant les tissus riches en phyllites. Le domaine ici étudié ne comporte pas d'importantes zones broyées, mais on sait que celles-ci, comprenant jusqu'à des mylonites "farineuses", sont fréquentes dans le couloir tectonique -Col de Chavière-Champagny-le-Bas-Peisey (notamment au sein du "Permo-Trias" de Plan Fournier, couverture orientale du "Carbonifère" du Grand Bec).

* Succession des paragenèses.

Parmi les minéraux rencontrés, l'amphibole bleue (lorsqu'elle existe) et la chlorite ont l'avantage de souvent bien montrer à quels minéraux elles se substituent, et pour la première, quels minéraux en sont

issus. Cependant, il reste difficile de dresser un tableau chronologique relatif de tous les minéraux. D'où des exemples de chronologie locale relative de paragenèses.

Mes observations microscopiques permettent seulement de dire que :

- l'actinote, l'amphibole vert franc, peut-être la clinozoisite et la zoisite sont antérieures à l'amphibole bleue. Ces minéraux appartiennent à un faciès de pression relativement élevée, à attribuer aux premiers phénomènes métamorphiques alpins de la région ;

- postérieurement à l'amphibole bleue, on observe l'apparition de l'amphibole bleu vert, la biotite verte, la chlorite et le stilpnomélane. Ces minéraux correspondent apparemment à une élévation de la température pouvant être attribuée aux derniers phénomènes métamorphiques.

La place du grenat dans cette chronologie est difficile à apprécier. Son apparition semble correspondre à une période de pression assez élevée. Elle pourrait donc être attribuable aux premiers phénomènes métamorphiques, antérieurement à la cristallisation de l'amphibole sodique. C'est l'hypothèse retenue par J. BOCQUET (1974) qui signale la présence de fragments de grenats inclus dans l'amphibole bleue, ce qui réfuterait l'existence d'une association stable de ces deux minéraux.

Ma conclusion restera très prudente ; en effet, au total, les roches étudiées ont apparemment moins subi les atteintes du métamorphisme alpin que celles de Vanoise méridionale, et se prêtent donc bien moins à une chronologie des poussées métamorphiques.

DATATION SUR LES ZIRCONS DÉTRITIQUES DU CARBONIFÈRE PRÉSUMÉ PAR LA MÉTHODE DES TRACES DE FISSION.

D'après les données actuelles, le chronomètre zircon en traces de fission enregistre l'âge du dernier refroidissement de la roche datée en dessous de $250^{\circ} \pm 50^{\circ}\text{C}$.

Les zircons du Carbonifère présumé de Vanoise septentrionale (extraits d'une grauwacke des Echines et d'un quartzite phylliteux) ont fourni un âge de 163 MA ($\pm 5\%$ à 2σ , c'est-à-dire à 95% du niveau de confiance), indiquant que les roches datées se sont refroidies pour la dernière fois en-dessous de $250^{\circ} \pm 50^{\circ}\text{C}$, au Dogger. Depuis, elles n'ont enregistré aucun événement thermique de plus de 250°C , pendant une durée minimale de 1 MA (durée correspondant au temps nécessaire à la "remise à zéro" du chronomètre zircon). On peut en conclure que le métamorphisme alpin, à cet endroit, n'a pas été assez chaud (ou assez long) pour affecter le chronomètre zircon.

Ce résultat interprété tel quel, signifie en outre que ces roches étaient enfouies juste avant le Dogger, dans des conditions leur assignant une température minimale de $250 \pm 50^{\circ}\text{C}$. L'âge dogger, marquant leur refroidissement, pourrait alors correspondre à une période de soulèvement et d'érosion. Or, compte-tenu de l'épaisseur maximale attribuable à la succession stratigraphique de Vanoise septentrionale au dessus des points de prélèvements (2500m), il est nécessaire de faire intervenir à ce moment un gradient géothermique très anormal (de l'ordre de $1^{\circ}/10\text{m}$) pour atteindre cette température de 250°C .

Faut-il alors relier cet événement à la distension océanique piémontaise apparue pour certains auteurs à la même époque? Ou faut-il envisager, comme l'ont fait dès 1974 H. BELLON, F. ELLENBERGER et R. MAURY, sur les illites des pélites saxoniennes du bassin de Lodève, datées de 165 MA sur K/Ar, que l'on met en évidence une crise thermique généralisée associée à une crise épirogénique?

* Pour la description de la méthode se référer à J. CARPENA, 1980, rapport CNRS-CEA.

RAPPELS HISTORIQUES.

1. EVOLUTION DES IDEES SUR LA STRUCTURE DE LA VANOISE.

Les interprétations de la structure de la Vanoise ont été dominées par l'évolution des idées sur les nappes. Les schémas structuraux furent successivement faillés (Ch. LORY, 1881), plissés (P. TERMIER, 1891), laminaires (1891), puis différenciés en nappes de socle et de couverture (J. BOUSSAC, 1912-1913 ; F. ELLENBERGER, 1952a, 1958).

1.1. LA NAPPE DU MONT-POURRI.

En 1912-1913, J. BOUSSAC fut le premier à démontrer, lors du lever de la feuille de Tignes au 1/50000, qu'il existait une "Nappe du Mont-Pourri", dont le front était souligné par une bande de Trias, continue depuis Champagny-en-Vanoise jusqu'à S^{te} Foy en Tarentaise. Celle-ci séparait deux unités permo-houillères différant par leur degré de recristallisation, la plus métamorphique étant charriée sur la moins métamorphique. Selon J. BOUSSAC, cette nappe était percée en arrière par une série de "fenêtres" : "fenêtres" des Brévières, du Fornet, de Laisonnay.

Cette interprétation fut refusée en bloc par M. GIGNOUX (1929), E. RAGUIN (1930a) et P. TERMIER (1927), alors qu'E. HAUG (1925) suivi par L. MORET, l'admit dans sa "Synthèse stratigraphique des Alpes occidentales". Elle fut plus tard reprise par F. ELLENBERGER (1952a, 1958), mais celui-ci envisagea plutôt un grand pli couché.

1.2. LES RELATIONS ENTRE LES DEUX VANOISES.

En 1925, E. HAUG posait également le problème des relations entre la Vanoise méridionale et la Vanoise septentrionale. Pour lui, la Vanoise méridionale appartenait au socle et s'enfonçait sous la Vanoise septentrionale. Il suggéra l'existence possible d'une ligne de dislocation à la limite des deux massifs.

1.3. LES THEORIES NOUVELLES.

A partir de cette époque, c'est à F. ELLENBERGER que l'on doit les plus importantes trouvailles en Vanoise (voir surtout 1958). Il élaborera plusieurs modèles tectoniques associés pour rendre compte du chaos apparent des structures.

Observant notamment l'importante saute de métamorphisme au front de la Vanoise septentrionale, F. ELLENBERGER (1952a, 1958) démontrait l'important rejeu tangentiel de la zone Vanoise - Mont-Pourri sur la zone houillère. Par ailleurs, il développa largement l'idée de M. GIGNOUX de "l'indépendance tectonique de la couverture secondaire" par rapport au Permo-Houiller du massif de la Vanoise, et insista sur le rôle des gypses. Pour lui, le Mésozoïque formait des amas ("écaillles-blocs", redoublements locaux, etc.) décollés et poussés vers l'extérieur sous l'effet de l'avancée de la nappe des Schistes lustrés piémontais, par l'intermédiaire du matelas d'évaporites extravasées ("nappe des gypses"). Ce traînage a précédé le métamorphisme et aurait succédé à une première phase de plissement "à découvert" accompagné d'une importante dénudation; celle-ci découlait notamment, en considérant l'ensemble du "pays de Vanoise", de la disproportion entre la surface du "socle" paléozoïque par rapport à celle, totalisée, largement déficitaire, des restes de couverture, tant werfénienne que de la "série calcaire" (Anisien à Eocène).

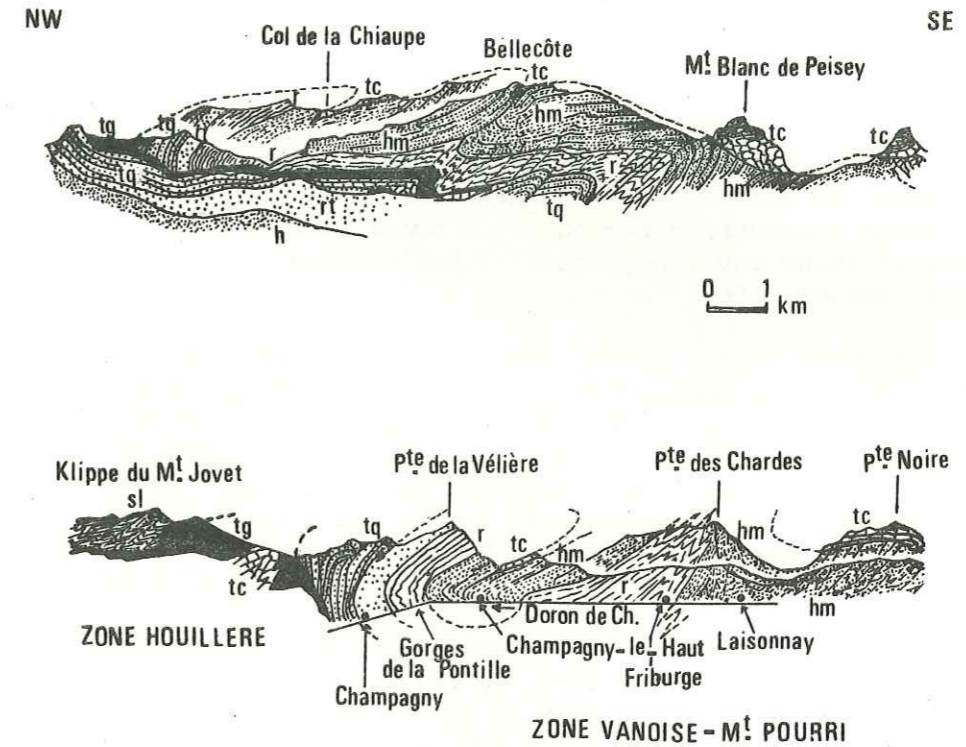


Fig. 64 . Coupes dans le massif de Bellecôte et la vallée de Champagny (Vanoise septentrionale) d'après F. ELLENBERGER (in R. BARBIER et al, 1961 et in J. DEBELMAS, 1982).

tg, cargneules et gypses ; tc, Trias moyen (parfois supérieur) calcaire et dolomitique ; tq, Trias inférieur : quartzites francs ; rt, "Permo-Trias" : quartzites et schistes argentés formant le passage du Permien au Trias ; r, Permien ; h, Houiller ; hm, Houiller métamorphique présumé ; sl, Schistes lustrés.

L'intersection des directions de plis WSW-ENE du massif correspondait au même système de poussées que le chevauchement du Mont-Pourri (chevauchement vers le Nord du "Permo-Carbonifère" de Vanoise sur le Carbonifère productif, visible dans les vallées du Ponturin et de l'Isère) et à la disposition N-S du décrochement dans lequel auraient été pinçées des unités complexes. Le dispositif envisageait ainsi un déplacement vers le Nord des massifs cristallins, pivotant autour de leur extrémité et refoulant devant eux la couverture sédimentaire.

Plus récemment, JF. RAOULT (1980a et b) a souligné que la couverture carbonatée, considérée comme triasique, du massif de Bellecôte (Vanoise septentrionale) apparaissait comme en partie liée, de façon concordante et intime, au substratum "permo-carbonifère". Admettant que le Trias de Bellecôte présentait les caractères d'une couverture transgressive et discordante (JF. RAOULT, 1980a), il fut conduit à infirmer l'existence d'un rabotage basal généralisé sous la couverture mésozoïque. Ce problème d'une couverture mésozoïque pouvant être considérée comme reposant *in situ* par transgression plutôt que traînée là tectoniquement, n'est pas sans rappeler celui posé par la série briançonnaise du Trias moyen à Jurassique sur l'arrière du massif d'Ambin (M. GAY, 1970).

JF. RAOULT (1980b) considéra alors que la Vanoise était formée par la superposition de diverses unités comportant à la fois le substratum paléozoïque et sa couverture sous forme de vastes plis de style pennique à vergence N ou NNW ; ces structures étaient ensuite reprises par des plis et des écaillages déversés à l'Est. Divers accidents verticaux affecteraient en outre cet ensemble formant un vaste lobe charrié sur la zone houillère (Fig. 65. et 66.).

Dans cette structure envisagée par JF. RAOULT, on retrouve le style décrit par divers auteurs (P. ANTOINE, 1972 ; J. ANDRIEUX et JP. LANCELOT, 1980 ; S. FUDRAL, 1980) au sein de l'unité du Petit St Bernard, des unités valaisannes et dans la nappe du Grand St Bernard. On retrouve aussi l'idée de J. GOGUEL (1963) d'un mouvement vers le Nord du massif de la Vanoise.

On notera que dans cette nouvelle vision, l'existence de masses traînées en discordance tectonique sur la Vanoise septentrionale n'est du reste pas totalement éliminée, par exemple en ce qui concerne le massif calcaire de l'Aliet, où une telle disposition est évidente.

F. ELLENBERGER (*in litt.*) objecterait toutefois à l'interprétation nouvelle :

1) qu'elle fait de la Vanoise septentrionale un point singulier dans la paléogéographie du Trias de l'ensemble de la zone briançonnaise des Alpes,

2) que dans divers points du "pays de Vanoise", des lambeaux ou masses calcaires, directement plaqués en concordance apparente sur le "socle", sont nécessairement allochtones, lorsqu'il s'agit par exemple de séries certainement renversées, pouvant même appartenir à la nappe de la Grande Motte (glacier de la Mahure).

Le cadre de la présente thèse est trop restreint pour que ces vastes problèmes puissent y être valablement discutés; je me contenterai de décrire objectivement les faits personnellement observés, seule ou en compagnie de JF. RAOULT.

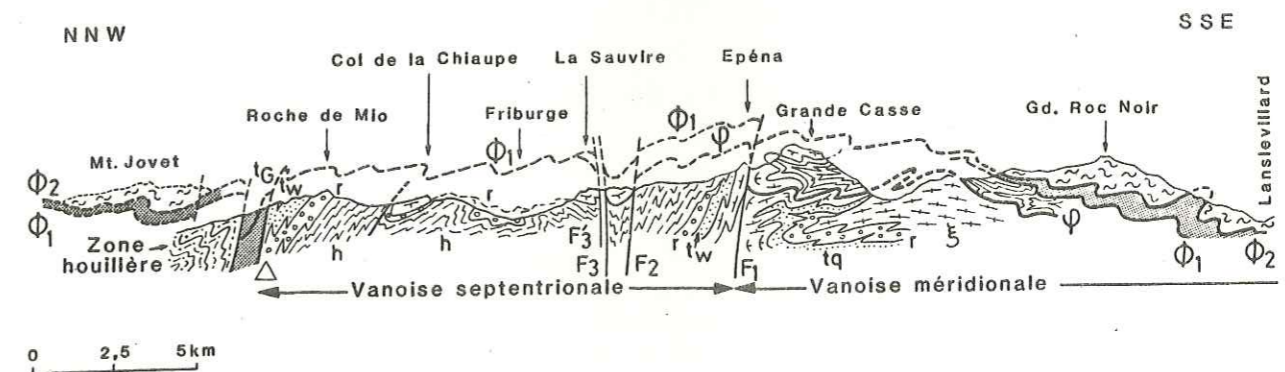


Fig. 66 . Coupe synthétique et simplifiée dans la Vanoise (d'après JF. RAOULT, 1980b).

JF. RAOULT admet ici, sur la base de diverses présomptions, que les séries carbonatées sont liées aux substratums (t_w , r , h). La klippe de schistes lustrés du Mont Jovet est figurée en tiretès, car elle est en réalité au SW de la coupe.

STRUCTURES ALPINES PRÉCOCES DE LA VANOISE SEPTENTRIONALE.

Deux phases plicatives majeures superposées issues de la tectonique alpine ont été mises en évidence au cours du lever de la carte géologique de la haute vallée de Champagne. Divers accidents cassants subverticaux se surimposent à l'ensemble de ces structures.

Localement sont visibles les manifestations d'une tectogénèse supplémentaire, surimposée aux deux phases majeures. Leur signification reste sujette à discussion.

1. LES MICRO-DEFORMATIONS DE LA PHASE 1.

On met en évidence dans le Carbonifère présumé et plus difficilement dans le Permien de Vanoise septentrionale une foliation métamorphique S_1 très souvent parallèle (S_0-S_1) au plan de stratification S_0 . Ce litage (ou schistosité de flux au sens de J-P. BARD, 1980), est souligné par les minéraux phylliteux nés au cours d'un premier métamorphisme alpin. $S_{(0)-1}$ ou S_1 est une schistosité de plan axial de plis isoclinaux intrafoliaux synschisteux P_1 (Fig. 10., 1ère partie - Lithostratigraphie) rarement visibles dans les affleurements.

Ce plissement P_1 est presque toujours déformé par des phases plus tardives (Fig. 67.). Il peut cependant s'observer seul (Fig. 68.): sur ce schéma, le style isoclinal est bien souligné par les niveaux durs (filons de quartz "Q", roche verte "RV") dont les contacts avec le schiste encaissant sont francs et peuvent être considérés comme la surface lithologique originelle S_0 . Les plis montrent un étirement des flancs longs avec boudinage des bancs compétents, un épaissement des charnières et un raccourcissement des flancs courts: ce sont des plis intrafoliaux de type anisopaque. Dans le schiste, la schistosité de flux $S_{(0)-1}$ est strictement parallèle à la surface lithologique originelle, sauf dans les charnières, où la transposition est alors évidente.

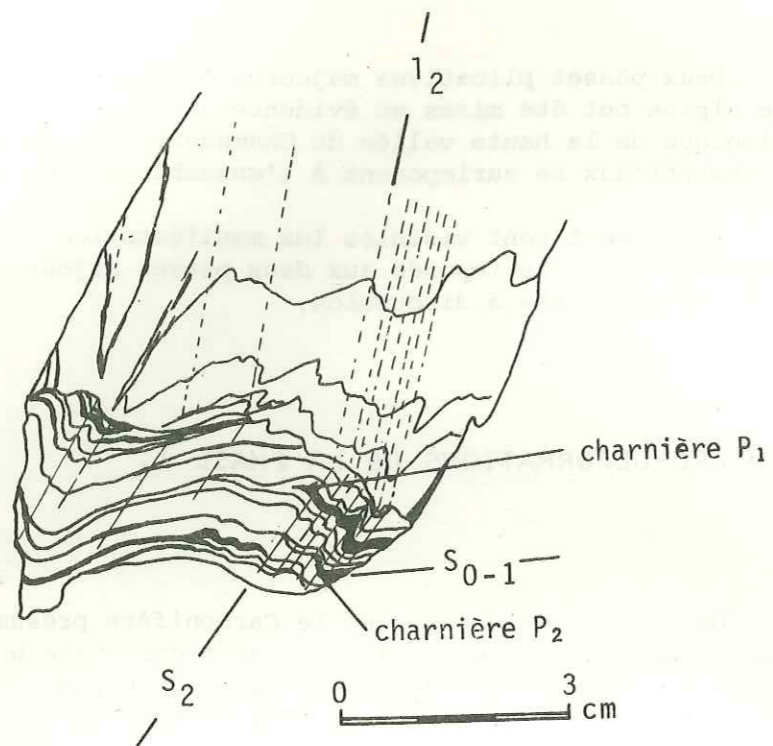


Fig. 67 . Plis d'échelle centimétrique montrant la superposition de deux phases tectoniques dans les schistes cendrés du Carbonifère présumé (échantillon 81-102, les Chamossières). Dessin effectué d'après l'échantillon.

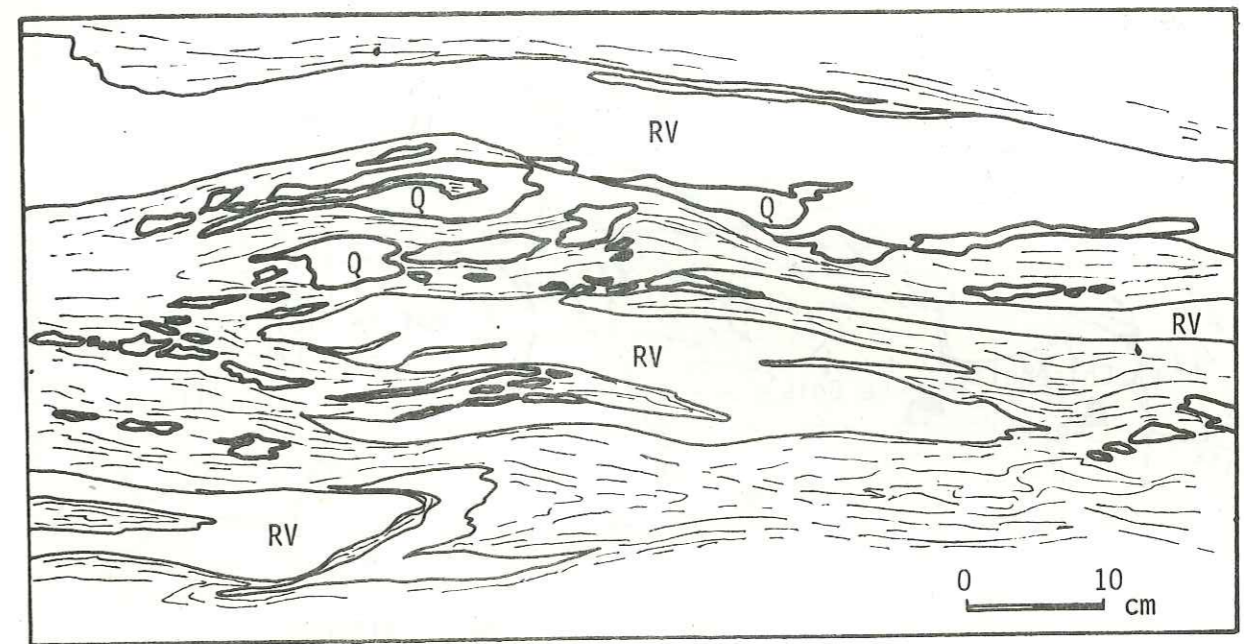


Fig. 68. . Allure schématique des plis pluri-décimétriques intrafoliaux P_1 dans les schiste et roche verte du Carbonifère présumé (Eboulis de Friburge - Laisonnay, dessin d'après photographie).

RV, roche verte ; Q, filon de quartz.

Dans les calcaires cristallins attribués au Trias, les déformations précoces ont essentiellement été observées dans la zone du contact basal avec leur substratum permien et/ou "carbonifère". Elles consistent en des plis isoclinaux couchés d'ordre décimétrique à métrique, à vergence NNW. Leur étude est donnée en détail dans le chapitre consacré à la nature de ces contacts.

Une linéation minérale L_1 , pénétrative est associée au plissement de la phase précoce P_1 ; elle ne peut être étudiée sans référence aux phases tectoniques tardives (Fig. 73 à 76.). Quelques rares mesures sur le terrain permettent de l'estimer orientée au N240 à N270, parfois réorientée N220 par la phase 2 (Fig. 69, Carte des linéations).

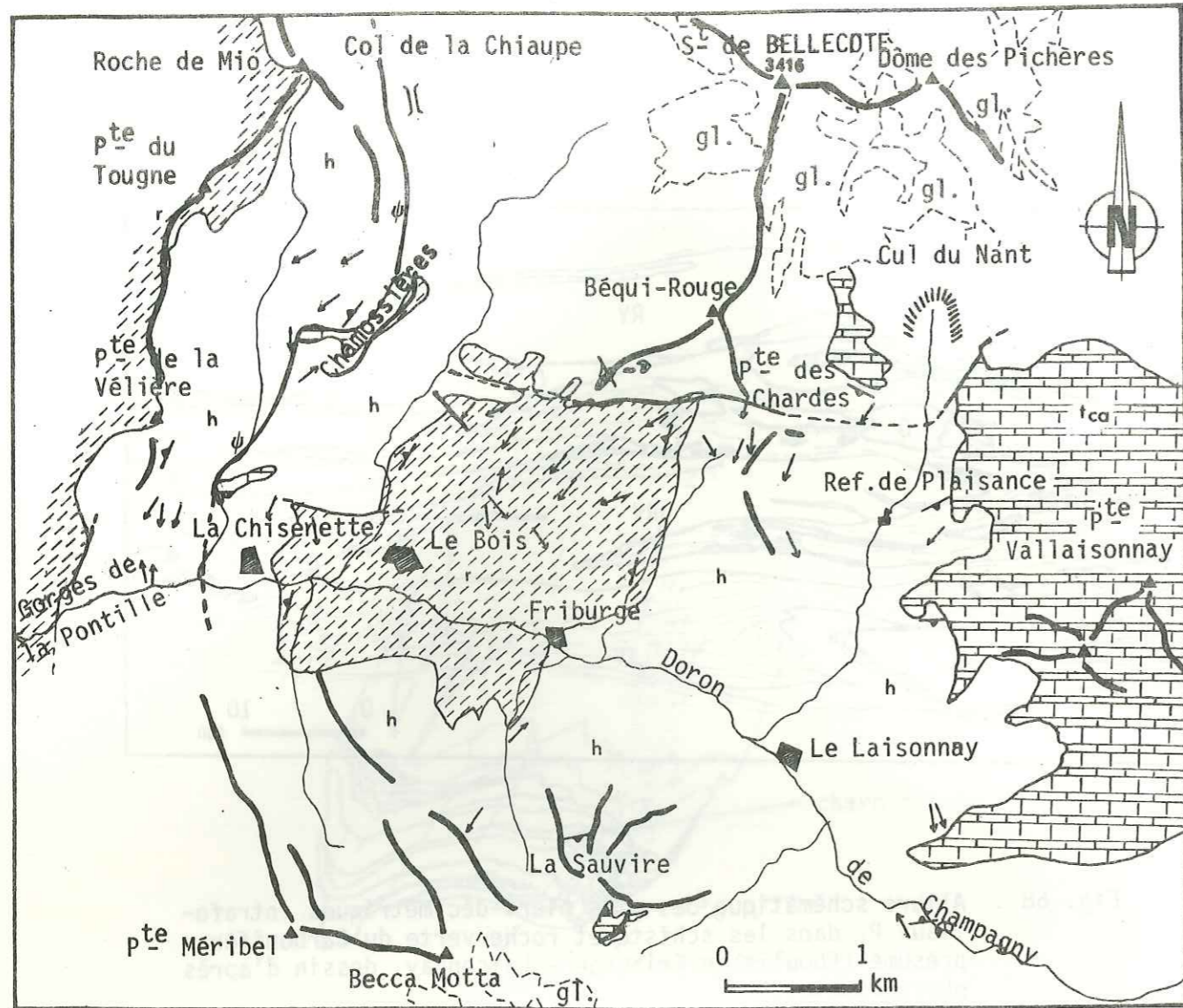


Fig. 69. Carte des linéations.

Eléments topographiques succincts : vallées, sommets, lignes de crêtes, cols, glaciers (gl.).

Contours géologiques schématiques :

- tca Masses carbonatées (Trias pour l'essentiel)
- r Permien
- h Carbonifère présumé (les dépôts quarternaires ne sont pas figurés)

Structures : , schistosité principale $S_{(0)-1}$; , linéations ; , failles et accidents cassants ; , accident chevauchant.

2. STRUCTURES MEGASCOPIQUES DE LA PHASE 1.

A l'échelle mégascopique, il n'a pas été possible de retrouver dans le Paléozoïque, de grands plis P_1 . Mais les exemples décrits par F. ELLENBERGER (1958) dans le Mésozoïque, notamment dans le massif de Pramecou (situé peu à l'Est du secteur d'étude), laissent à penser que s'ils existent, ce sont de grands plis couchés en biseaux, isoclinaux, d'axes E-W ou ENE-WSW déversés vers le NNW ou parfois vers le SSE. Ces plis correspondraient à la phase des plis I décrite et relevée sur tout l'ensemble des Alpes occidentales par R. CABY (1973).

Il faut souligner ici, le fait que nulle part le contact, toujours net et franc, du Permien et du "Carbonifère" ne paraît affecté par de tels replis plats d'échelle pluri-hectométrique.

3. CONCLUSIONS.

L'analyse à l'échelle mésoscopique, minutieuse de tous les genres de contacts lithologiques au sein du bâti étudié, montre que la surface de stratification S_0 , lorsqu'elle est reconnaissable, n'est jamais impliquée dans des structures antérieures à cette phase. Il n'existe donc plus ou pas de déformations antéalpines (hercyniennes par exemple) visibles actuellement. Nulle part il n'a été possible d'observer dans l'anté-Permien des déformations supplémentaires précoces par rapport à celles visibles dans le Permien. Ceci revient à dire que la phase plicative précoce S_1 est la première phase de déformation pénétrative à avoir affecté les formations de Vanoise septentrionale. Ceci peut apparaître comme un argument en faveur d'un âge houiller de la série prépermienne. Mais il est évident que l'on peut toujours soupçonner les séries de Vanoise septentrionale de ne pas avoir eu une "mémoire" suffisante pour conserver quelques traces de tectogenèses antéalpines. S'il s'agit d'un matériel anténamurien, il est nécessairement postérieur à la tectogenèse varisque principale. Cette donnée est de grande importance pour tout essai de datation de ce "Carbonifère" (voir les conclusions générales).

MÉSOSTRUCTURES ALPINES TARDIVES.

Ces structures omniprésentes diffèrent selon la nature du matériel affecté. On les traitera en considérant individuellement les trois formations constituant le bâti géologique de la haute vallée de Champagny.

1. ETUDE MICROTTECTONIQUE DES DEFORMATIONS.

1.1. DANS LA COUVERTURE CARBONATÉE (TRIAS POUR L'ESSENTIEL).

La bordure orientale du secteur d'étude est caractérisée par la présence d'une épaisse muraille carbonatée de 300 à 500 m d'épaisseur, qui domine les â-pics de la vallée de Champagny (Pointe de la Vallaisonnay). On y observe des calcaires schistosés en plaquettes et en bancs massifs, décimétriques à métriques, affectés par des plis ouverts, métriques à décamétriques, à charnière arrondie (Fig. 70 et Fig. 71.). Ce sont des plis P_2 de style isopaque, issus d'une seconde phase plicative, d'axes N165 à N230. Ils sont parfois superposés à des replis P_1 , centimétriques à décimétriques, synschisteux, affectant le rubanement S_0 .

Une schistosité S_2 , associée à ces déformations correspond au plan axial des plis centimétriques P_2 . Elle est parfois soulignée, dans les flancs longs des plis, par des alignements de lamelles de micas blancs sub-parallèles au plan de stratification S_0 (Fig. 71.).

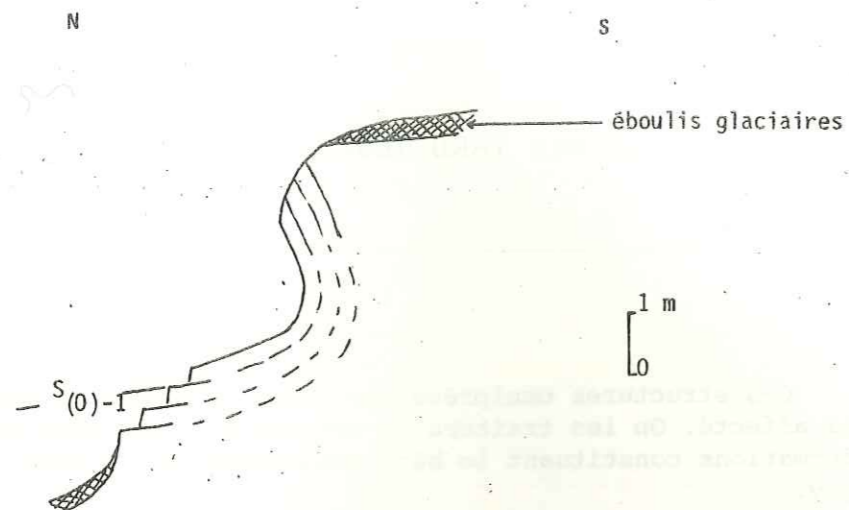


Fig. 70 . Pli plurimétrique P_2 dans les calcaires en bancs de la Roche de Blamont (Montagne de la Vallaisonnay).

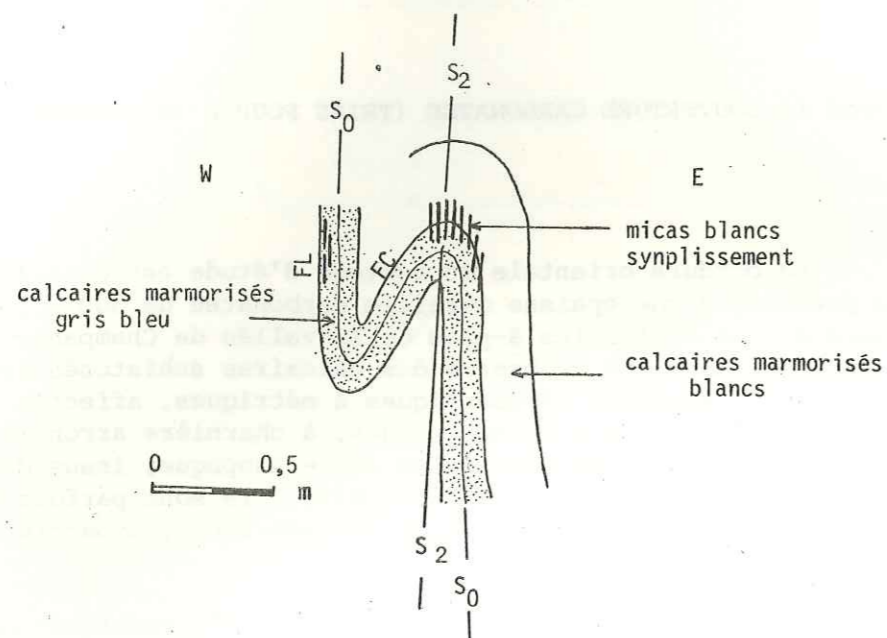


Fig. 71 . Allure schématique à l'affleurement (dalle horizontale) d'un pli métrique P_2 dans les calcaires cristallins, 1 km au Sud de la Pointe de Bellecôte.

FL, flanc long; FC, flanc court.

1.2. DANS LE PERMIEN DE FRIBURGE.

La seconde phase plicative s'observe bien dans le Permien de Friburge. Elle y est représentée par des plis P_2 ouverts, à charnière arrondie ou en chevrons, déversés vers l'E ou le SE. Elle affecte la stratification S_0 en général confondue avec la foliation S_1 (Fig. 72 .).

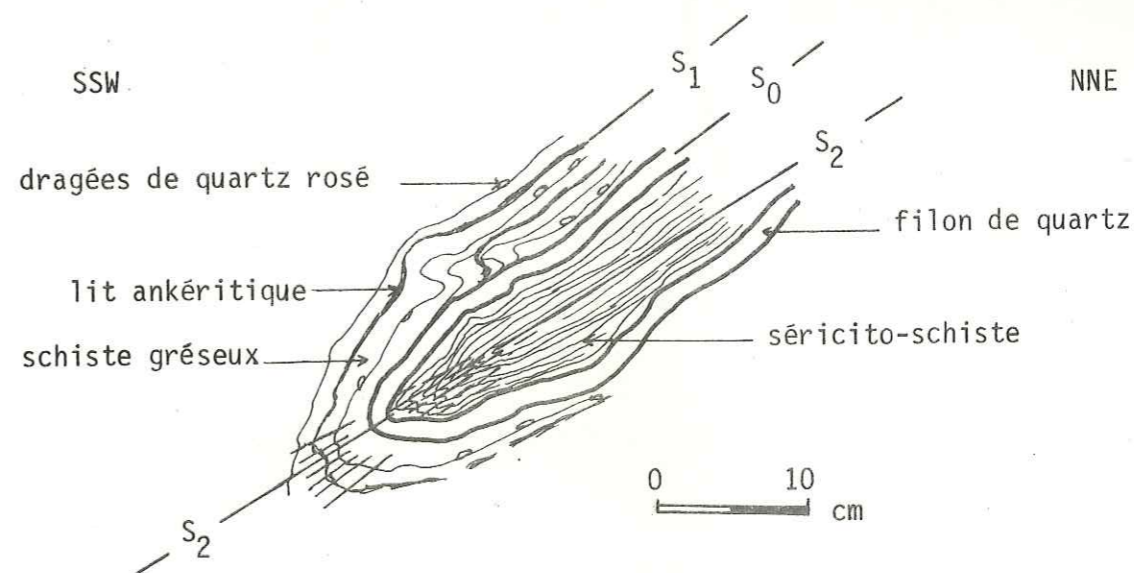


Fig. 72 . Allure schématique à l'affleurement d'un pli P_2 dans le Permien de Friburge (Le Lècheron, 1990 m).
Noter la disharmonie entre les faciès.

Un clivage S_2 , associé à ces plis, est parallèle à leur plan axial et sécant à la schistosité de flux S_1 . C'est une schistosité par plans discontinus ou crénulation. Elle peut s'accompagner d'une linéation d'intersection l_2 généralement orientée N160 à N230.

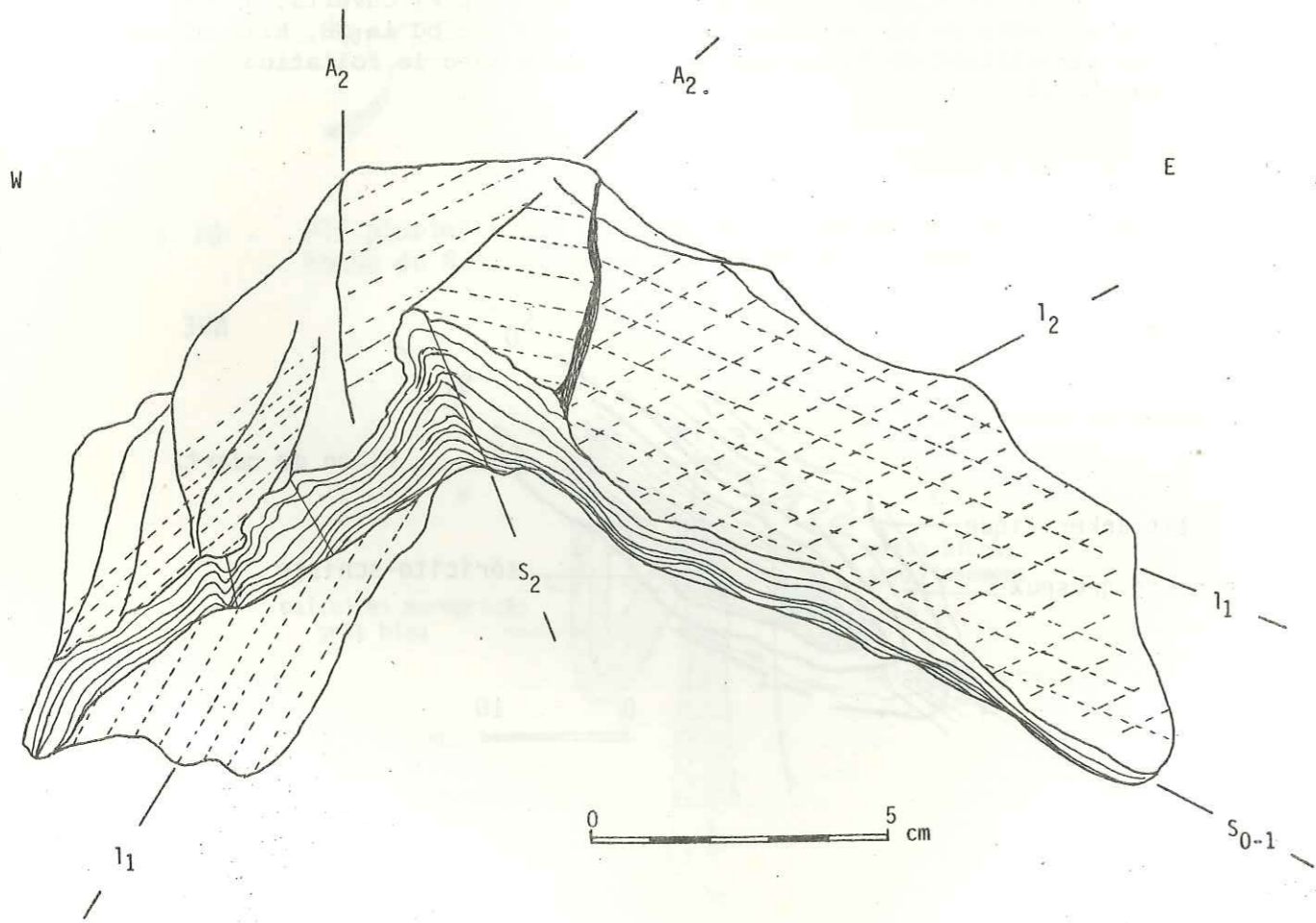


Fig. 73 . Pli décimétrique P_2 dans le Permien de Friburge (schistes gréseux violacés, Le Bois, 1570 m ; échantillon 81-3).

l_1 , linéation ancienne d'étirement des albites et micas.
 l_2 , linéation associée à S_2 .

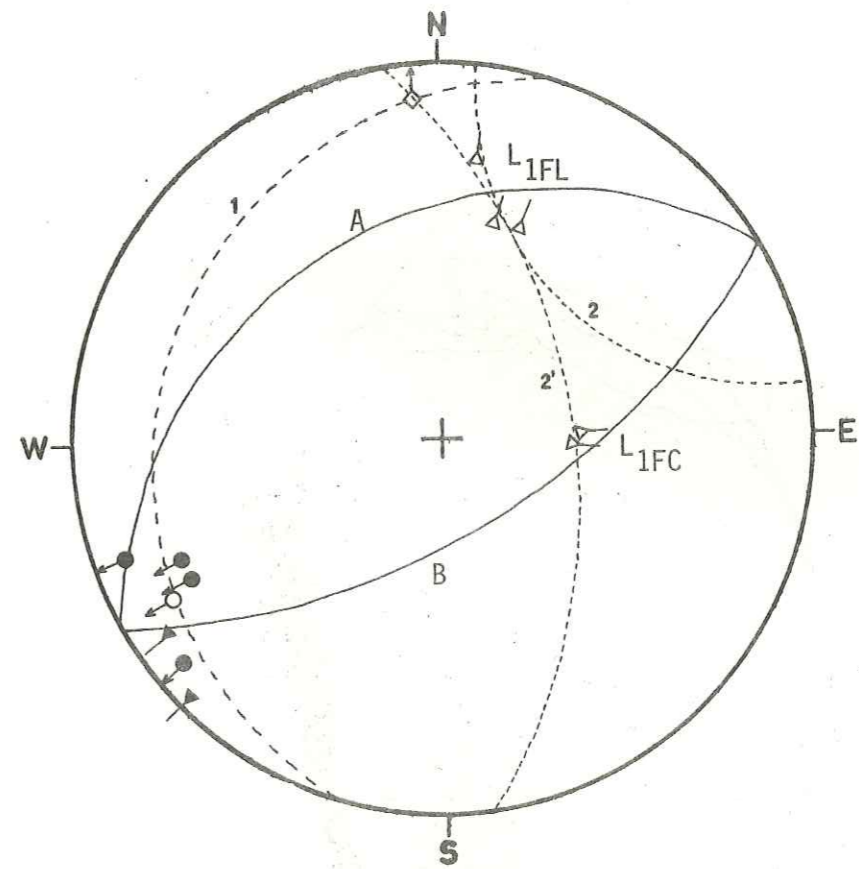


Fig. 74 . Projection stéréographique (canevas de Wulf , hémisphère inférieur) des structures du pli P_2 de la figure .

- ← Axe du pli P_2 ;
- ← Axes des plis parasites P_2 ;
- △ ← Linéations l_1 ; L_{1FL} (L_1 sur le flanc long) ; L_{1FC} (L_1 sur le flanc court) ;
- ▲ ← Linéations l_2 ;
- ◇ ← Ligne de glissement déduite par la méthode de Weiss ;
- A Plan précoce $S_{(0)-1}$ portant la linéation l_1 sur le flanc long (flanc E) ;
- B Plan précoce $S_{(0)-1}$ portant la linéation l_1 sur le flanc court (flanc W) ;
- 1 Tracé du plan axial du pli P_2 ;
- 2 Petit cercle passant par les linéations l_1 sur le flanc long ;
- 2' Grand cercle correspondant à la déviation de la linéation l_1 sur le flanc court.

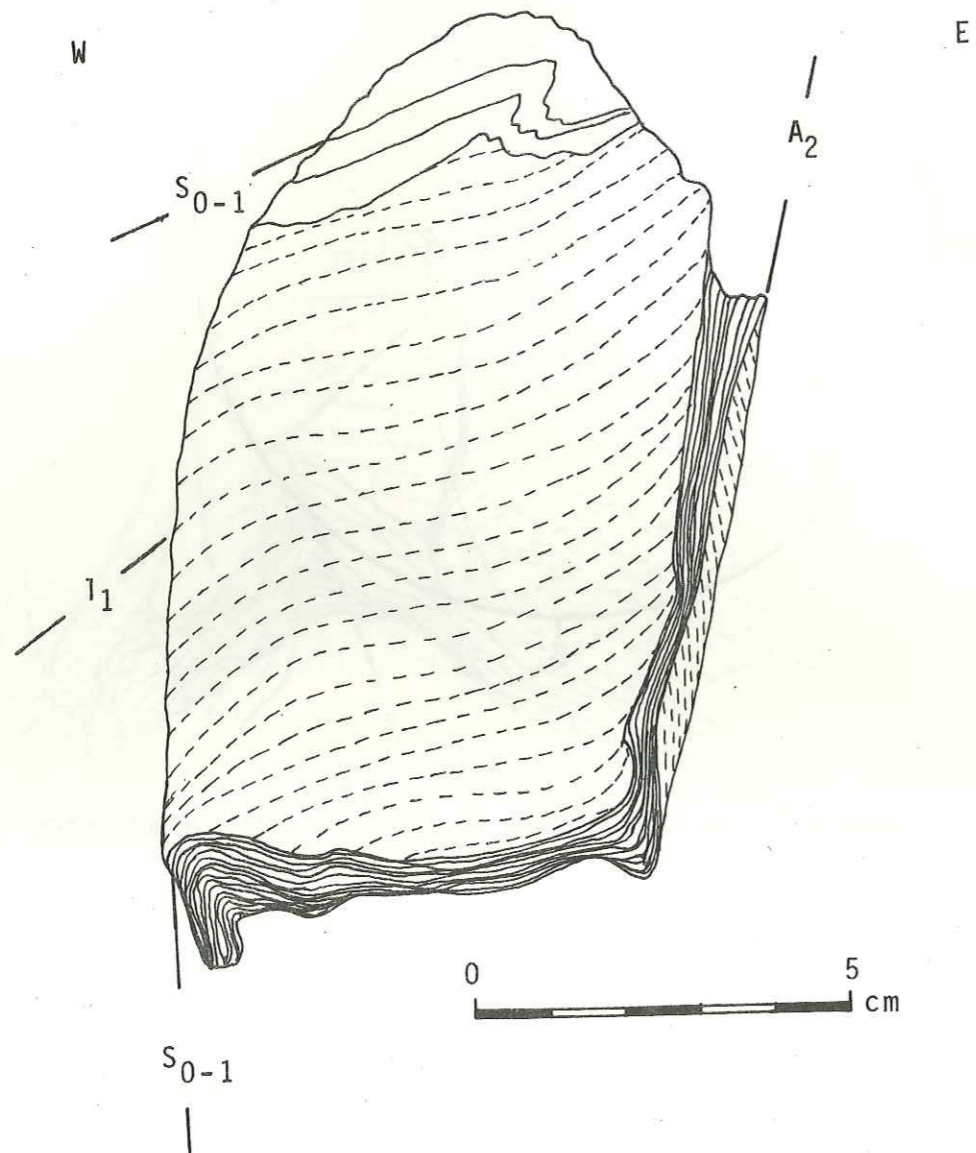


Fig. 75 . Pli décimétrique P_2 dans le Permien de Friburge (Le Bois, 1600 m ; schistes gréseux violacés ; échantillon 81-2).

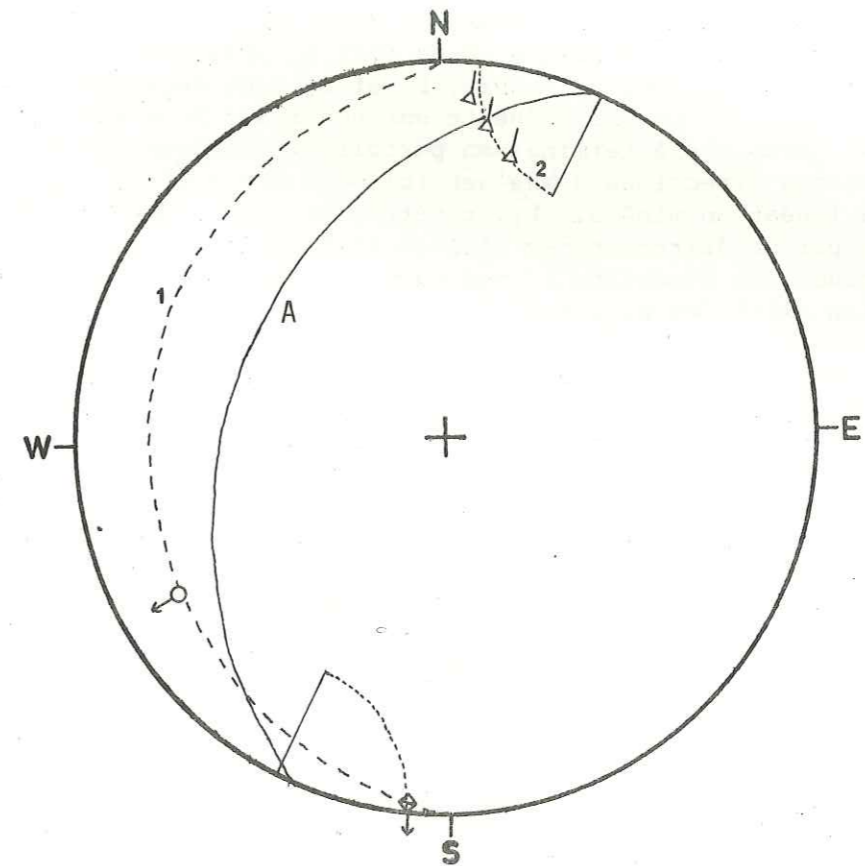


Fig. 76 . Projection stéréographique des structures des plis P_2 de la figure 75 (canevas de Wulf , hémisphère inférieur).
Même légende qu'en figure 74.

Cette phase de déformation peut être étudiée en détail dans les schistes violacés de Friburge sur un pli d'échelle décimétrique, sur lequel apparaissent deux linéations (Fig. 73). Il s'agit d'un pli ouvert déformant la schistosité de flux S_1 présumée parallèle à la stratification S_0 (sur la figure, S_0 et S_1 sont regroupées sous la notation $S_{(0)-1}$). Ce pli présente sur son flanc W un faisceau de petits plis parasites à terminaison périclinale conique qui se relient avec des directions d'axe sensiblement divergentes ; ils dévient la linéation minérale l_1 , pénétrative dans l'ensemble du pli et marquée par un étirement des albites et des micas. Le flanc E porte en plus, une linéation l_2 associée à la schistosité de crénulation S_2 plan axial des plis P_2 .

Le report des directions de ces structures sur un stéréogramme (hémisphère inférieur, canevas de Wulf , Fig.74 .), montre que la linéation L_1 est portée par un petit cercle centré sur l'axe du pli majeur P_2 . Cette linéation est déviée sur le flanc W (flanc court) du pli ; le lieu des points représentatifs devient un grand cercle dont l'intersection avec le plan axial du pli majeur P_2 donne la direction de glissement de ce pli ; la linéation l_1 se réoriente donc dans le plan de glissement (2'). La linéation l_2 , associée à la schistosité de crénulation S_2 est une linéation b ; elle est portée par un plan peu différent du plan axial du pli majeur P_2 .

Un autre exemple de pli décimétrique P_2 est donné par la figure 75 ; on peut voir sur le stéréogramme correspondant (Fig. 76 .) que la direction de la ligne de glissement dans ces plis, reste constante (voisine de la direction NS) et très proche de l'horizontale.

Lorsque l'on peut étudier les plis P_2 dans un plan perpendiculaire à leur plan axial (Fig. 77), on observe surtout le développement de *plis en chevrons*. La schistosité S_2 se présente alors comme une série de cisaillements microscopiques, pénétratifs dans la roche.

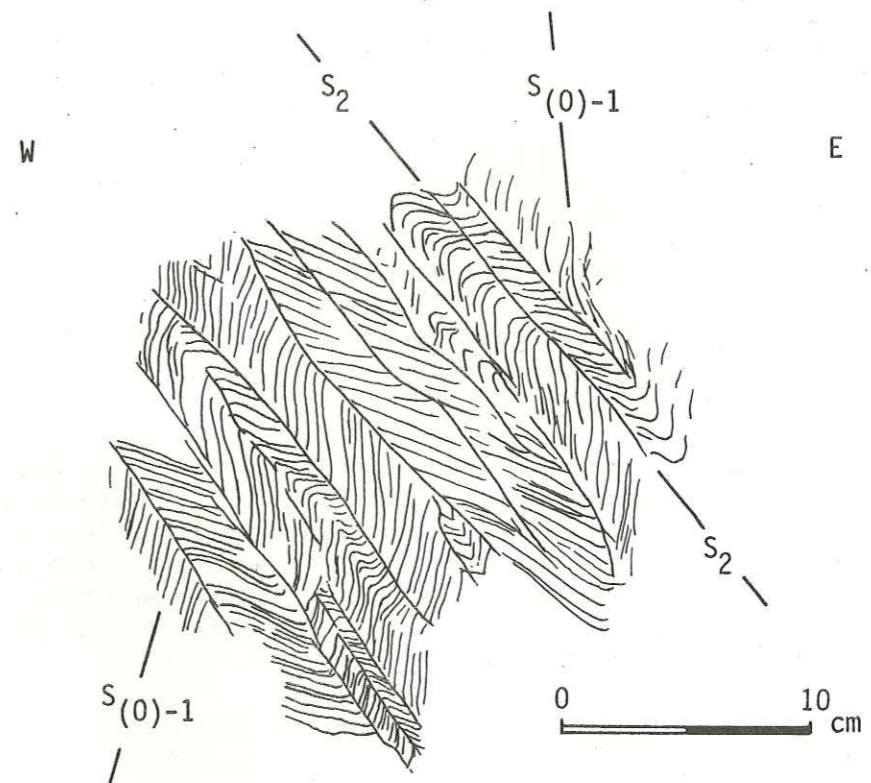


Fig. 77 . Schiste gréseux violacé montrant la schistosité pénétrative S_2 sécante sur la foliation métamorphique $S_{(0)-1}$ dans des plis en chevrons. Schéma réalisé d'après un affleurement vertical (Le Bois, 1680 m - Permien de Friburge).

* Conclusions.

Par la manière dont ils reprennent la linéation l_1 dans les flancs des plis, les plis d'échelle décimétrique P_2 paraissent être des plis de type concentrique avec des glissements faibles, selon des plans obliques à leur plan axial, dans une direction voisine de NS. Les glissements s'effectuent préférentiellement le long des plans précoces $S_{(0)-1}$, notamment dans les flancs longs des plis où l'angle entre le plan axial et la $S_{(0)-1}$ devient faible ; ces flancs sont en effet, géométriquement les plus proches de la schistosité de plan axial S_2 .

La linéation l_2 contemporaine des plis P_2 n'est pas toujours bien marquée (cas de la figure 75) ; elle reste parallèle à l'axe de ces plis et indique l'axe b.

Signalons qu'en Vanoise méridionale au contraire, B. GOFFE (1975) décrit des plis P_2 de style semblable. Il note l'importance prise par les mécanismes de glissement, matérialisés par des linéations minérales, en particulier par la glaucophane. Celui-ci apparaît comme un véritable marqueur de la direction de glissement orientée sur tout l'ensemble du massif NW-SE. Cette orientation serait en outre un axe privilégié de la seconde phase tectonique.

On verra que dans le massif de Bellecôte deux orientations privilégiées de la seconde phase tectonique peuvent apparaître : l'une (phase 2a) est axée NNE-SSW ; l'autre plus récente (phase 2b) est axée ENE-WSW. La coexistence de ces deux phases reste cependant rare et semble absente dans le Permien. La différence observée entre les massifs, massif de Bellecôte d'une part, massif de Chasseforêt d'autre part, est donc vraisemblablement liée aux mouvements relatifs propres de chacun d'eux au cours de la tectogénèse alpine.

1.3. DANS LE CARBONIFERE PRESUME.

Les manifestations microtectoniques de la deuxième phase de déformation alpine sont toujours présentes dans le Carbonifère présumé du massif de Bellecôte. Elles sont représentées par une schistosité de crénulation S_2 , plan axial de plis centimétriques P_2 , ouverts, à charnière souvent arrondie (Fig. 67) et sont comparables à celles observées dans le matériel permien.

Sur la figure 78, la schistosité S_2 est soulignée par la recristallisation des phyllites à l'intérieur des plans de clivage. Elle délimite des microlithons sensiblement de la même épaisseur.

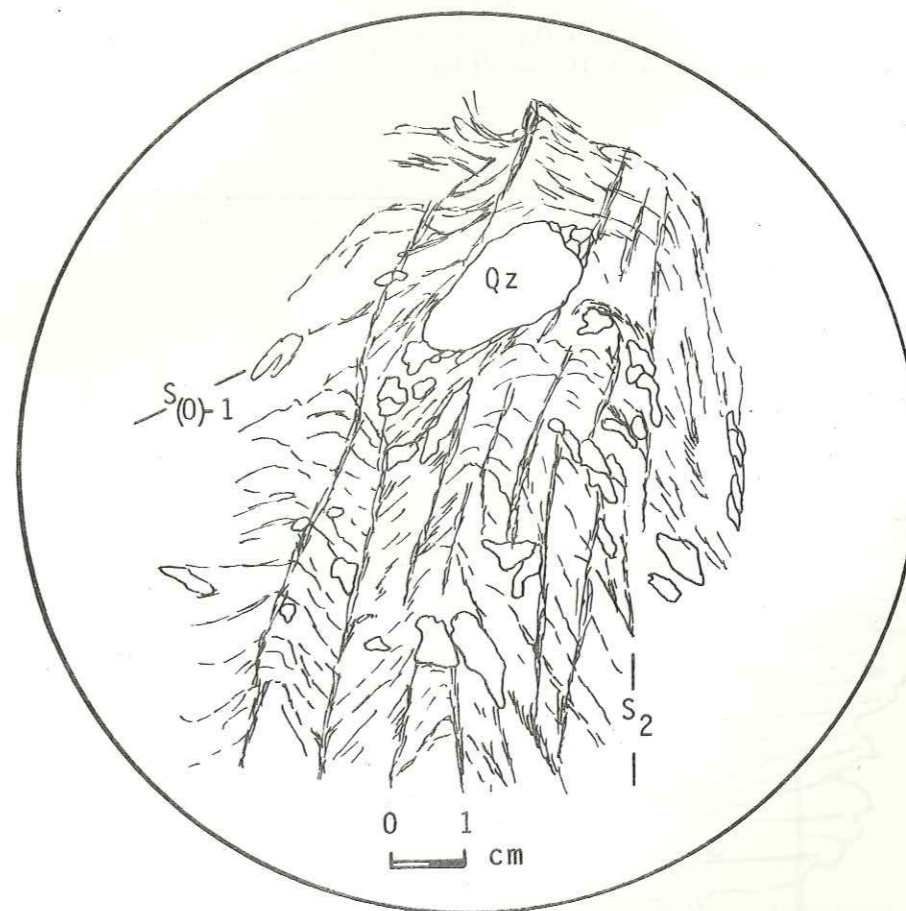


Fig. 78 . Schistosité en microlithons et de crénulation S_2 dans des quartzites phylliteux du Carbonifère présumé (Schéma réalisé d'après lame-mince, échantillon 80-118, la Pointe des Chardes, altitude 2919 m).

a). Développement local de structures surimposées (S_{2b}) aux déformations 2 à microlithons (S_{2a}).

Dans les niveaux grauwackeux en gros bancs de la Crête des Echines, il se surimpose à la phase 2 à microlithons, un clivage de fracture irrégulier correspondant à des plans de glissements moyennement pentés (30° à 40°) vers l'Est. A l'échelle de l'affleurement, ces plans alternent tous les 2 à 10 cm (Fig. 79.).

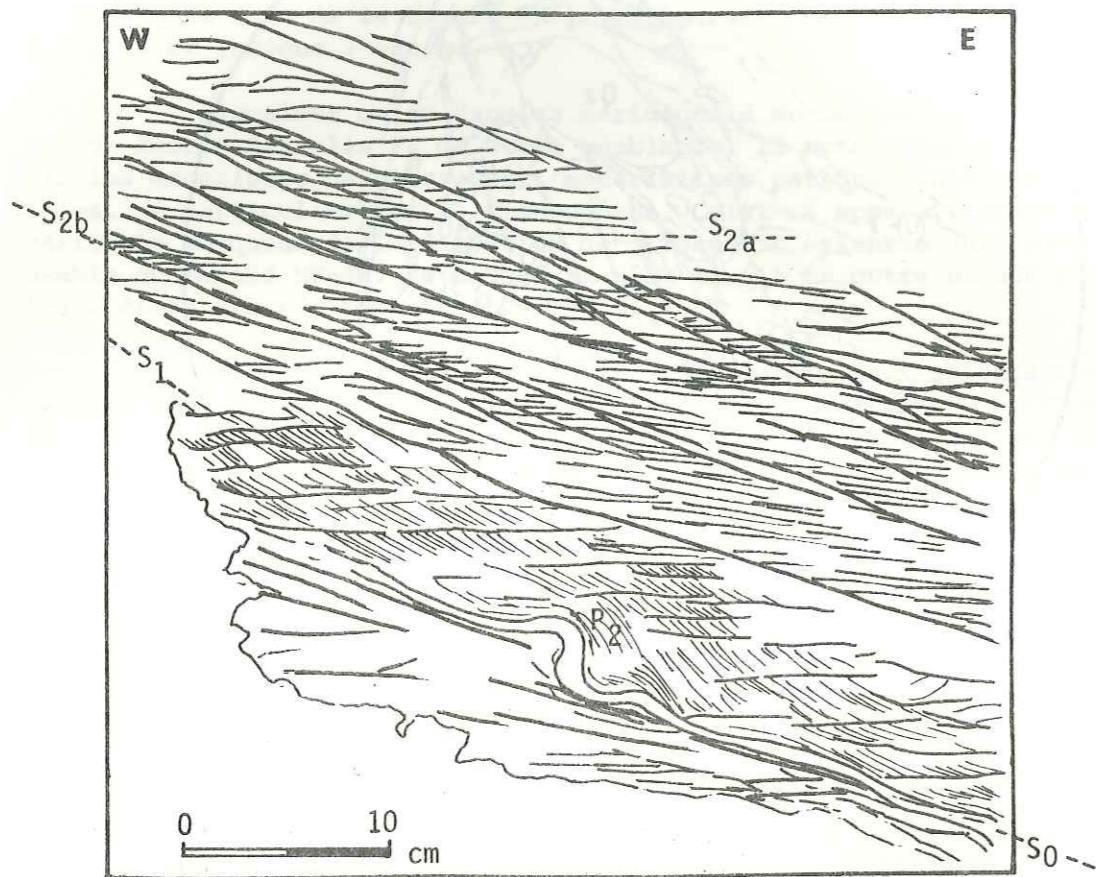


Fig. 79 . Allure schématique à l'affleurement (vu de face, coupe verticale) de la schistosité S_{2b} dans les grauwackes massives de la Crête des Echines (2400 m)

A l'échelle de la lame mince (Fig. 80a.), ils forment un système de lentilles "amandiformes" demi-centimétriques à centimétriques, isolées par des microfractures cisailantes le long desquelles se sont orientés des minéraux graphiteux. Cette "nouvelle" schistosité, notée S_{2b} , recoupe obliquement S_{2a} (ou schistosité à microlithons) souvent peu pénétrative et localement remplacée par un plissement souple. La réorientation des phyllites dans S_{2a} s'atténue. On n'observe plus qu'un épaissement des flancs courts des microplis P_2 avec concentration de minéraux riches en titane (rutilite, ilménite, sphène) reconnaissables à leur fort relief et à leur teinte beige-ocre en lumière réfléchie (Fig. 80b.).

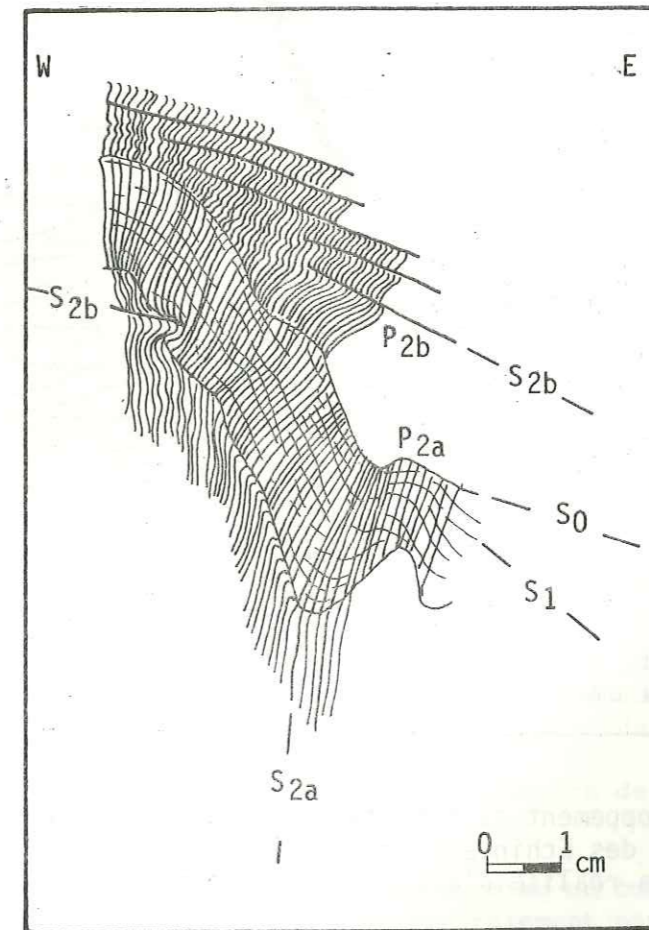


Fig. 81 . Exemple de schistosité sécante en larges microlithons S_{2b} dans un schiste pélitique déjà réorganisé par S_{2a} (éboulis de Friburge - Laisonnay ; schéma réalisé d'après une photographie, in F. ELLENBERGER et P. SALIOT, 1967).

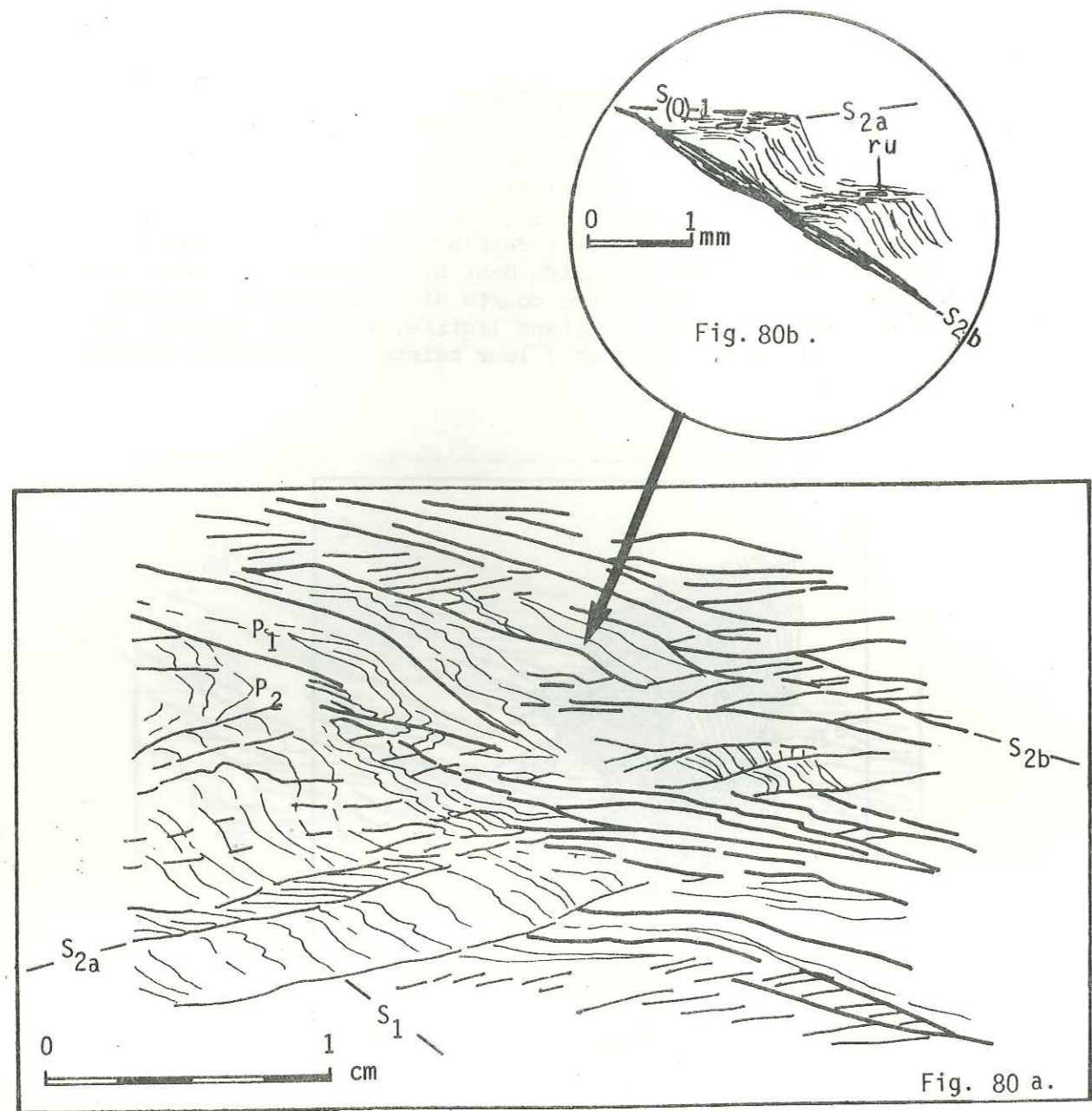


Fig. 80. Développement du clivage S_{2b} dans les grauwackes de la Crête des Echines (altitude 2400 m, échantillon 80-37). Schéma réalisé d'après lame mince non orientée.

Noter que S_{2b} apparaît ici subparallèle à $S_{(0)-1}$.

A Laisonnay, les éboulis offrent un grand choix d'échantillons porteurs d'une schistosité S_{2b} . Ce sont surtout des niveaux pélitiques sombres alternant avec des horizons d'aspect plus gréseux. La schistosité S_{2b} y apparaît plus évoluée que dans les grauwackes des Echines. Le clivage régulier et parallèle S_a est découpé en microlithons S_b d'espacement centimétrique (avec strain-slip) qui déforment la schistosité S_{2a} (Fig. 81.). Il y a transposition commençante de S_{2a} en S_{2b} et réorganisation locale selon le nouveau plan de clivage. La schistosité S_{2a} n'est plus marquée que par un rubanement millimétrique plan axial de plis P_2 centimétriques. Elle transpose presque totalement la schistosité de flux précoce S_1 qui ne reste discernable que dans le niveau le plus compétent (le plus gréseux) ; celui-ci correspond vraisemblablement à la stratification S_0 parallèle à S_1 .

* Conclusion.

La schistosité S_{2b} telle qu'elle est définie dans les échantillons du Laisonnay (clivage discontinu avec strain-slip) semble pouvoir être considérée comme l'épisode final du clivage finement cisailant exprimé dans les grauwackes des Echines. En effet, le matériel impliqué dans la déformation est à Laisonnay beaucoup moins compétent (donc plus facilement déformable) et a subi un aplatissement plus intense conduisant à une déformation intime de la roche.

b). Signification des schistosités de Laisonnay.

A la suite des observations précédentes, on peut s'interroger sur la signification des schistosités S_{2a} et S_{2b} dans le Carbonifère présumé, alors que leur coexistence est rare, notamment dans le Permien.

Dans un premier temps, il paraît nécessaire de récapituler les divers types de déformations observées.

- 1) Dans le Carbonifère présumé comme dans le Permien on constate le développement d'une foliation métamorphique S_1 généralement parallèle à la stratification S_0 ; ce litage est associé à des plis intrafoliaux synschisteux, isoclinaux, P_1 , déformés par les phases tectoniques tardives.

L'évènement tectonique alpin qui a donné naissance à ce type de déformation est dans toute la Vanoise considéré comme la phase synschisteuse précoce ou phase 1 (F. ELLENBERGER, 1958 ; B. GOFFE, 1975). La surface de stratification S_0 ne paraît jamais impliquée dans des déformations antérieures à celles de cette phase qui peut donc servir de repère chronologique relatif dans la dénomination des phases ultérieures.

2) Le "Carbonifère" peut montrer une schistosité de microlithons, parfois très légère (Fig. 80 .), parfois fortement imprimée dans la roche et permettant alors la transposition presque totale des surfaces antérieures S_0 et S_1 (Fig. 81 .). Cette schistosité, notée S_{2a} , paraît ne jamais se manifester dans le Permien, ni dans les faciès très schisteux du "Carbonifère".

3) La phase synschisteuse (phase 1) est reprise dans le Permien par un clivage sécant en microlithons, allant jusqu'au strain-slip. Cette schistosité est chronologiquement une S_2 . Elle semble être l'équivalent dans le Carbonifère présumé de la schistosité S_{2b} surimposée aux surfaces antérieures S_0 , S_1 , S_{2a} .

La S_{2b} du Carbonifère présumé et la S_2 du Permien correspondant à un même style de déformation dans des matériaux assez proches, conduisent à supposer qu'elles ont été engendrées par un même phénomène tectonique que l'on pourrait dénommer "phase de Friburge".

Dans cette hypothèse, la "phase de Laisonnay" (localité type observée dans les gros blocs éboulés de Laisonnay), caractérisée par ses fins microlithons (S_{2a}) devient un épisode précoce de la "phase de Friburge" (S_2 - S_{2b}). Son existence doit être liée à un champ de contraintes suffisant pour que se développent des phénomènes de transposition. Ce champ peut agir localement, dans des couloirs de déformation ; mais un tel dispositif ne parvient pas à expliquer l'aspect sélectif de la déformation, localisée en l'occurrence dans les termes supposés inférieurs (grauwackes des Echines - Laisonnay) du présumé Carbonifère.

Un autre dispositif peut être l'enfouissement progressif de la succession lithologique jusqu'au niveau structural inférieur, et même, pour les termes inférieurs de la succession, jusqu'à la zone limite d'apparition de la foliation. On peut ainsi expliquer l'existence de la schistosité de Laisonnay (S_{2a}) sans que celle-ci n'apparaisse dans les termes sus-jacents (si l'interprétation stratigraphique de la succession est exacte) encore trop élevés dans le domaine structural considéré. La schistosité de Friburge (S_2 - S_{2b}) se développerait ainsi plus tardivement, lorsque tous les termes permien de la succession atteignent le niveau structural inférieur, un léger changement des directions de contraintes surimposant obliquement cette schistosité à la schistosité de Laisonnay dans le Carbonifère présumé.

c). Déformations tardives dans les roches d'origine magmatique .

Il convient de distinguer dans ces roches, celles se présentant actuellement sous la forme de prasinités schisteuses, des métagabbros massifs (de type Sauvire) et des filons-couches.

La phase 2, bien exprimée dans les premières sous la forme d'un clivage par pli-fracture (ou strain-slip), n'est que rarement observable dans les secondes, trop compétentes pour que puisse s'y développer le clivage S_2 .

2. ANALYSES DES DEFORMATIONS MEGASCOPIQUES DE LA PHASE 2.

2.1. DANS LE PERMIEN.

Dans le secteur que forme l'affleurement de Friburge (Fig. 82 .), la seconde phase est représentée par un pli pluri-hectométrique P_2 d'axe NE-SW déjeté vers le SE. Les plis mineurs P_2 , précédemment étudiés se succèdent en cascade sur les flancs présumés ici normaux du mégapli. L'ensemble a une structure en feuille de chêne classique.

La coupe de la figure 83 justifie cette structure. L'étude a consisté à faire l'analyse des microstructures superposées dans les schistes verts et violacés du cœur de la structure, entre le Doron de Champagny et Le Lécheron (Fig. 82 .). Les résultats obtenus sont comparés à un modèle théorique (encadré gauche, Fig. 83 .). Une rotation de la schistosité S_2 et des plis mineurs P_2 (plis centimétriques à décimétriques) s'observe du Sud vers le Nord. Ces plis ont un flanc court dans la direction de la charnière du pli majeur. Leur plan axial est matérialisé par la schistosité S_2 . Dans la charnière, la tête de pli est soulignée par des structures caractéristiques en "M". Le pli majeur obtenu apparaît, dans notre modèle comme conforme au modèle théorique de la *synforme* déversée.

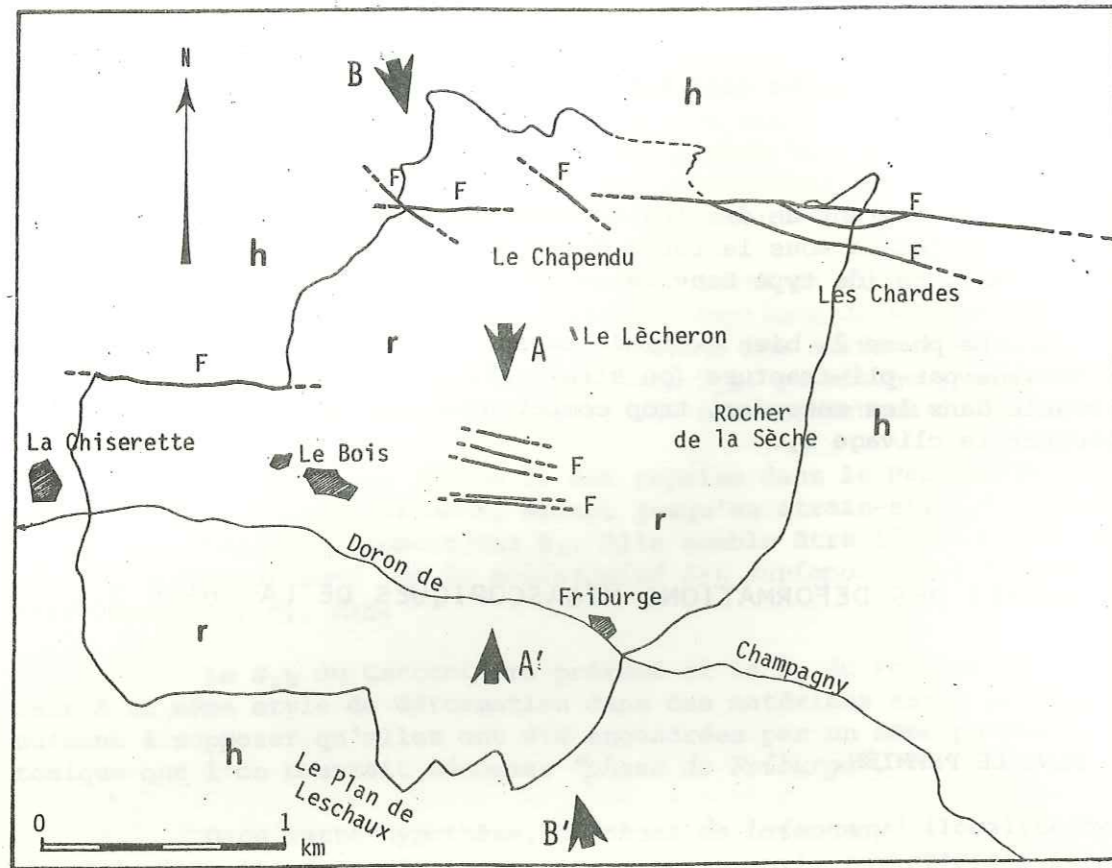


Fig. 82 . Carte schématique de l'affleurement permien de Friburge.
r, Permien de Friburge ; h, Carbonifère présumé ; F, cassures.
AA', BB', coupes tectoniques.

Les analyses microtectoniques effectuées en divers autres sites de l'affleurement confirment le résultat précédent (Fig. 84 . et Fig. 85 .). La schistosité tardive S_2 , souvent coplanaire de la foliation précoce $S_{(0)-1}$, redressée dans la zone du Chapendu, se couche sensiblement vers le SSE et forme une synforme déjetée vers le SE. Cette structure est coaxiale des plis mineurs P_2 (Fig. 86 .). La dispersion de ces axes de plis est vraisemblablement liée à une torsion tardive selon une direction WNW-ESE ; F. ELLENBERGER (in litt.) signale le même phénomène au Col de la Vanoise et dans le rocher de la Loze à Pralognan (F. ELLENBERGER et J-F. RAOULT, 1979). Cette dispersion est parfois très importante et donne des directions d'axes très proches de celles de la phase précoce. La morphologie des structures est cependant caractéristique de la phase tardive.

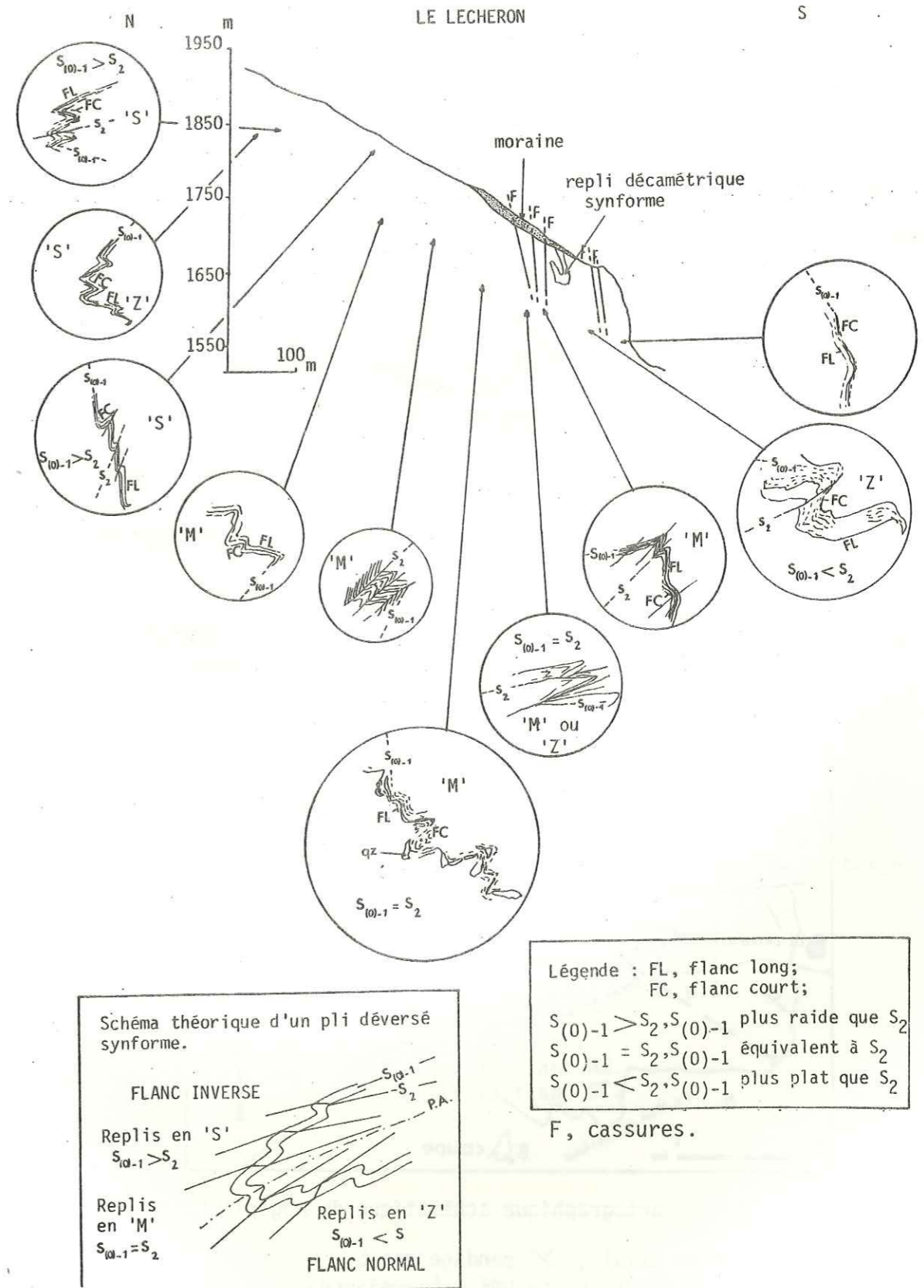


Fig. 83 . Etude microtectonique du Permien de Friburge (coupe AA').
(Profil topographique tracé à partir d'une photographie).

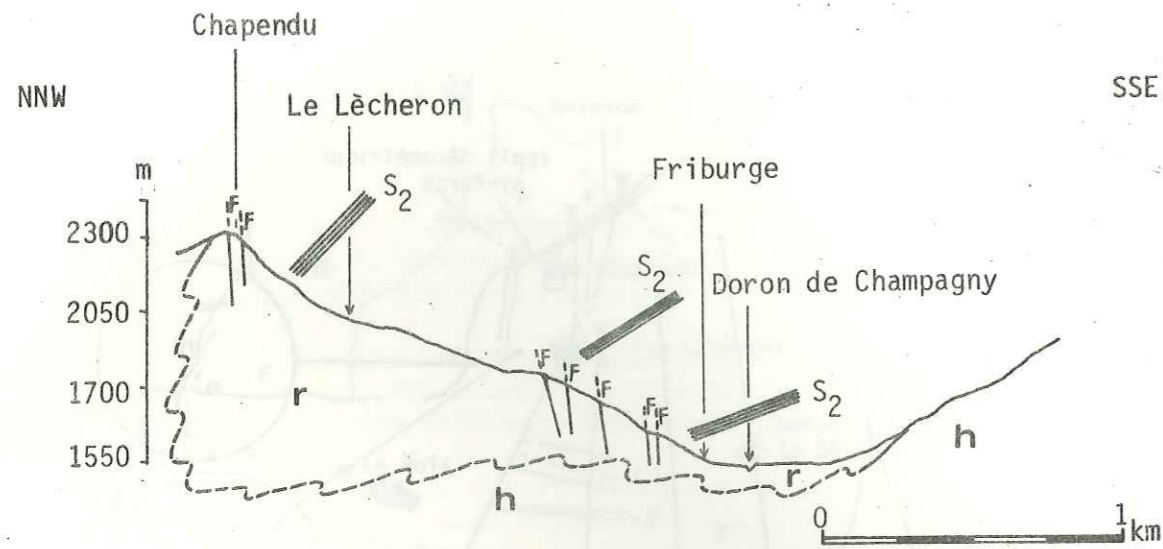


Fig. 84 . Allure schématique de la deuxième phase tectonique dans le Permien de Friburge (coupe BB').

r, Permien ; h, Carbonifère présumé.
Les traits indiquent schématiquement l'inclinaison de la schistosité S₂.

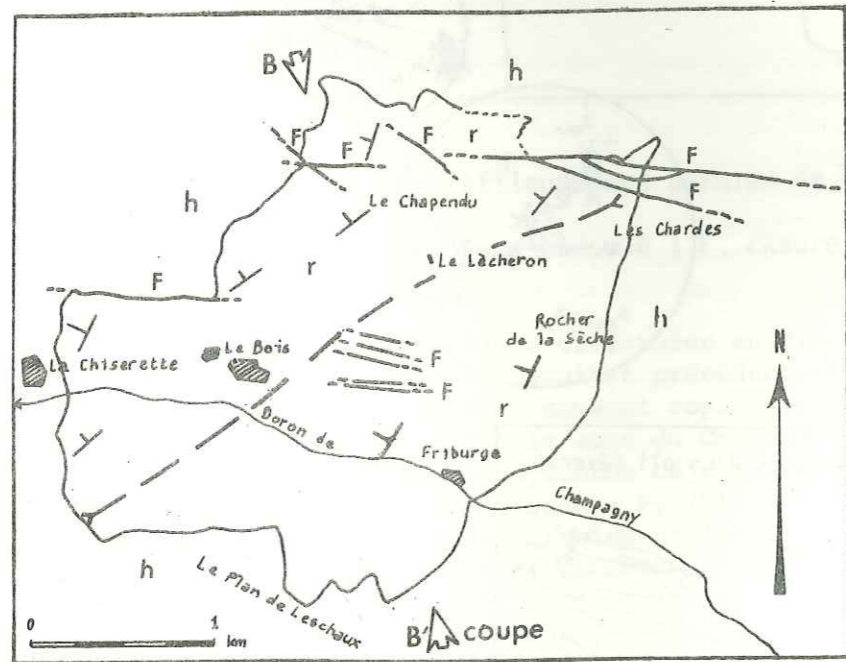


Fig. 85 . Trace cartographique schématique du mégapli P₂ de Friburge.

— trace du plan axial ; √ pendage des S₂.
r, Permien ; h, Carbonifère présumé ; F, cassures.

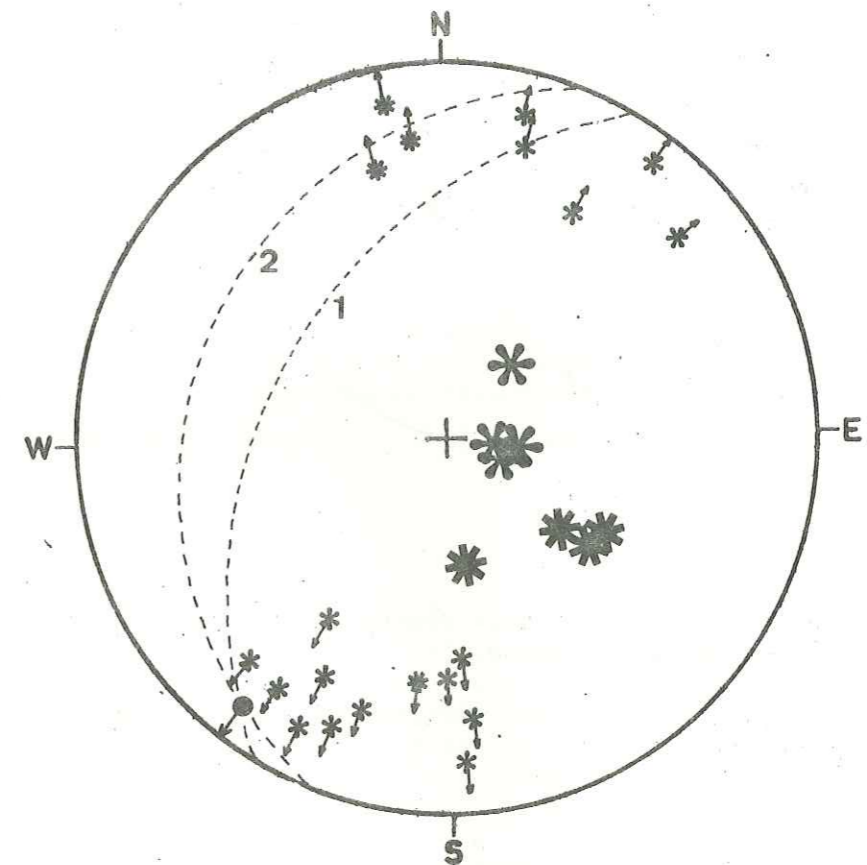


Fig. 86 . Attitude de la schistosité S₂ dans le mégapli de Friburge. (Canevas de Wulf, Hémisphère inférieur).

- Axe du mégapli.
- * Pôles moyens des S₂ sur le flanc NW du pli.
- * Pôles moyens des S₂ sur le flanc SE du pli.
- ←* Axes des plis mineurs P₂ au NW.
- ←* Axes des plis mineurs P₂ au SE.
- 1 Plan moyen des S₂ sur le flanc NW.
- 2 Plan moyen des S₂ sur le flanc SE.

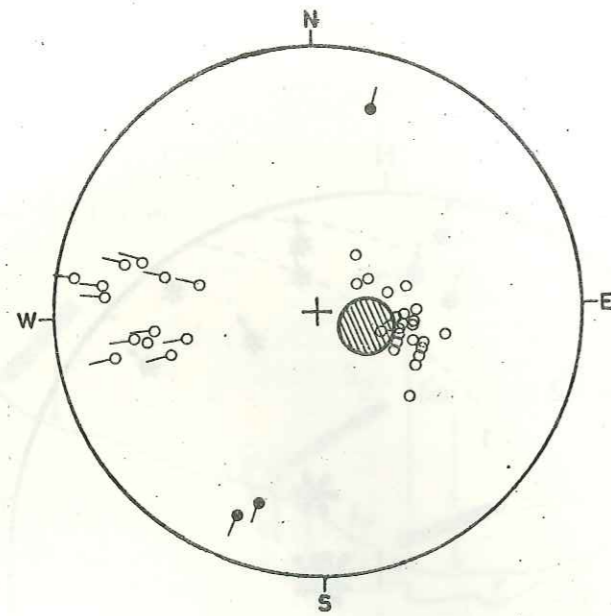


Fig. 87 . Superposition des deux phases tectoniques alpines dans le Rocher de la Sèche.

○, pôles de $S_{(2)-1}$; — axes reconstitués des plis de la phase 1 .
 ●, pôle moyen des S_2 ; — axes des plis de la phase 2.

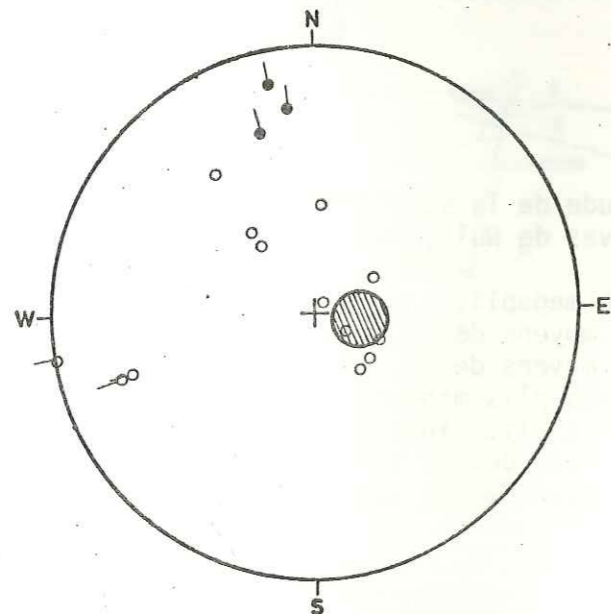


Fig. 88 . Superposition des deux phases tectoniques alpines à la Chiserette (même légende qu'en figure 87).

On note en outre, sur les bordures orientales (Rocher de la Sèche) et occidentale (La Chiserette) de l'affleurement de Fribur-ge, la surimposition des structures de phase 2 à la phase alpine pré-coce, représentée par des plis métriques à décamétriques d'axes E-W (Fig. 87 . et 88 .) ; mais il ne semble pas que ces déformations anté-rieures aient une influence majeure sur la dispersion des axes des plis P_2 .

En Vanoise méridionale, B. GOFFE (1975) observe une disper-sion semblable des axes des plis P_2 qu'il interprète, à la suite de P. TRICART (1973), comme la conséquence directe de glissements parallè-les aux plans axiaux.

*Conclusions.

L'étude tectonique de l'affleurement permien de Fribur-ge appuie les prévisions structurales envisagées à partir de l'analyse lithostratigraphique des formations paléozoïques.

- 1) Totalement entouré par le Carbonifère présumé, le Permien de Fribur-ge apparaît stratigraphiquement en position synforme plutôt qu'en bou-tonnière antiforme de flanc inverse.
- 2) L'idée d'une synforme paraît précisément justifiée par l'étude de la disposition respective des microstructures sur l'ensemble de l'af-fleurement.
- 3) Axée au SSW-NNE et déjetée vers le SE, cette synforme est attri-buable à la phase 2 de déformation et se surimpose à des structures précoces d'axes E-W.

Cette interprétation apparaît en contradiction avec celle proposée par F. ELLENBERGER (1958), puis F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967), qui voyaient dans ce Permien de Fribur-ge, la réapparition du flanc inverse du grand pli couché de Bellecôte.

Toutefois, une incertitude demeure, car nulle part le ma-tériel permien ne permet de reconnaître sur l'affleurement le sens de la polarité stratigraphique. Sans la polarité stratigraphique (grano-classement, stratifications entrecroisées, etc.), la "feuille de chêne" ne suffit pas à elle seule à démontrer le caractère normal ou renversé de l'ensemble du matériel.

2.2. DANS LE CARBONIFERE PRESUME.

a). Dans les grauwackes des Echines.

L'étude lithostratigraphique des grauwackes des Echines a permis de mettre en évidence une structure antiforme dans ce qui semble être sur le secteur étudié, le terme le plus ancien de la série présumée carbonifère (Fig. 89).

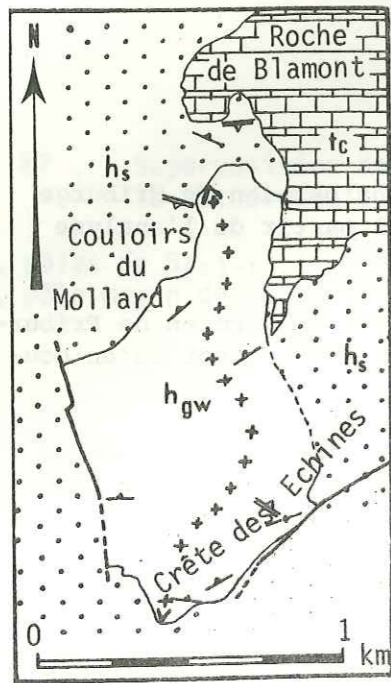


Fig. 89 . Carte schématique de l'antiforme des Echines.

- +++ Axe antiforme .
- A S_{2a}
- B S_{2b}
- t_c Calcaires et dolomies (Trias vraisemblable)
- h_s Schistes cendrés } "Carbonifère"
- h_{gw} Grauwackes

L'exploration microtectonique au sein de cette formation montre que cette antiforme est d'ampleur kilométrique ; elle est axée au NNE et est déversée vers le SE (Fig. 90). Une virgation de l'axe s'observe entre la Crête des Echines au Sud et les Couloirs du Mollard au Nord, où cet axe semble s'envoyer sous les schistes cendrés sus-jacents et les carbonates de la Roche de Blamont.

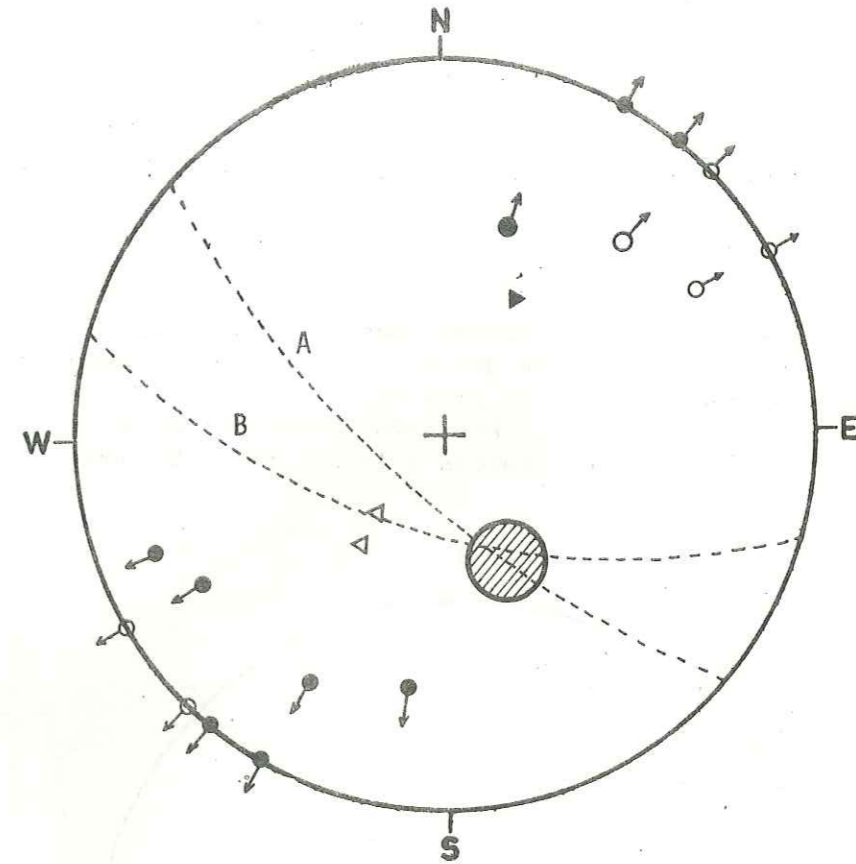


Fig. 90 . Attitude de l'axe antiforme de phase 2 dans les grauwackes des Echines (Canevas de Wulf, hémisphère inférieur).

- A , guirlande des pôles des S₍₀₎₋₁ à la Crête des Echines ;
- B , guirlande des pôles des S₍₀₎₋₁ dans les Couloirs du Mollard ;
- , pôles moyens des S_{2a} aux Echines et dans les couloirs du Mollard ;
- ◁ , S_{2b} aux Echines ;
- ◄ , S_{2b} dans les Couloirs du Mollard ;
- , axe 2 déduit de la guirlande A ;
- ◄○ , axe 2 déduit de la guirlande B ;
- ◄○ , ◄● , axes des plis centimétriques P₂.

L'orientation de la schistosité de strain-slip S_{2a} reste cependant constante du Sud vers le Nord et pend partout au NW ; cette schistosité est associée à des plis centimétriques à métriques ouverts qui reprennent la S₍₀₎₋₁ principale. Ces plis orientés NNE-SSW et à plans axiaux très redressés, définissent la phase 2a.

Le clivage S_{2b} reste assez fruste ; il s'y répète tous les 2 à 10 cm et correspond à la phase 2b plus récente, orientée ENE-WSW à plans axiaux peu inclinés au NNW.

b). Dans les schistes cendrés à horizons carbonneux de la Pointe des Chardes.

La cartographie au 1/10000 des horizons carbonneux de ce site permet de mettre en évidence des plis P_2 métriques à décimétriques d'axes N170 à N230 (Fig. 93). Ces plis sont contemporains d'une mégastucture antiforme dont la charnière très pincée est observable sur l'arête joignant la Pointe des Chardes à la Pointe du Bonhomme.

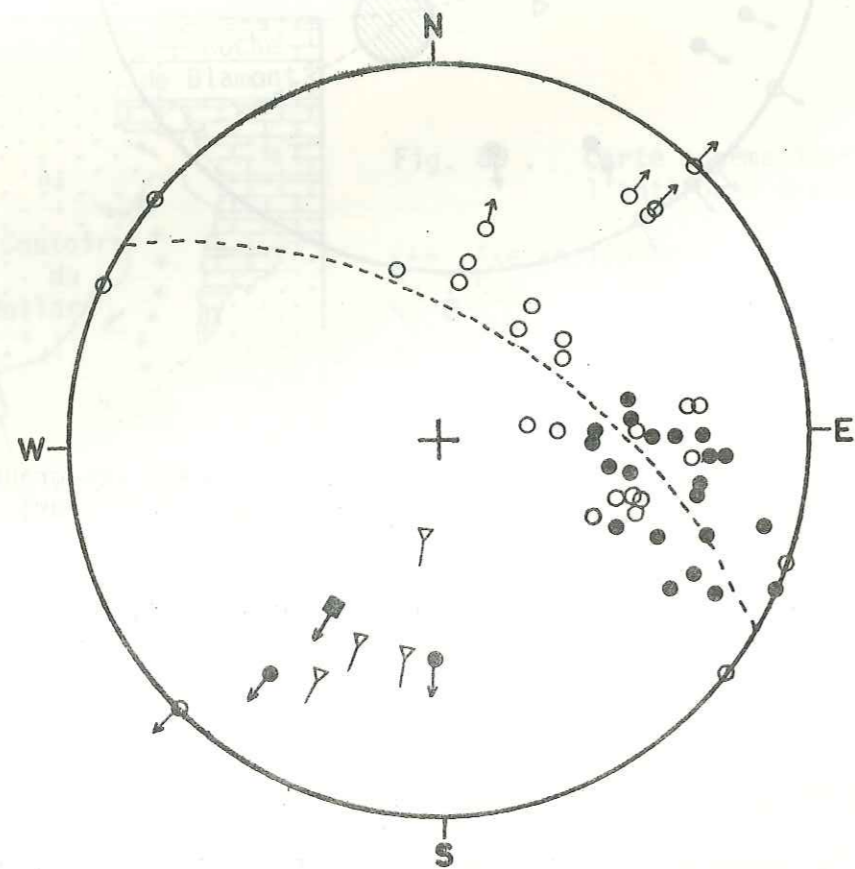


Fig. 91. Attitude de l'axe antiforme de phase 2 de la Pointe des Chardes (Canevas de Wulf, hémisphère inférieur).

○, $S_{(0)-1}$ sur le flanc W ; ●, $S_{(0)-1}$ sur le flanc E ; —△, linéation ;
 ←●, axes 2 métriques à décimétriques sur le flanc Ouest ;
 ←○, axes 2 sur le flanc Est ; ←■, axe 2 du mégapli antiforme ;
 En pointillé, la guirlande des pôles des $S_{(0)-1}$.

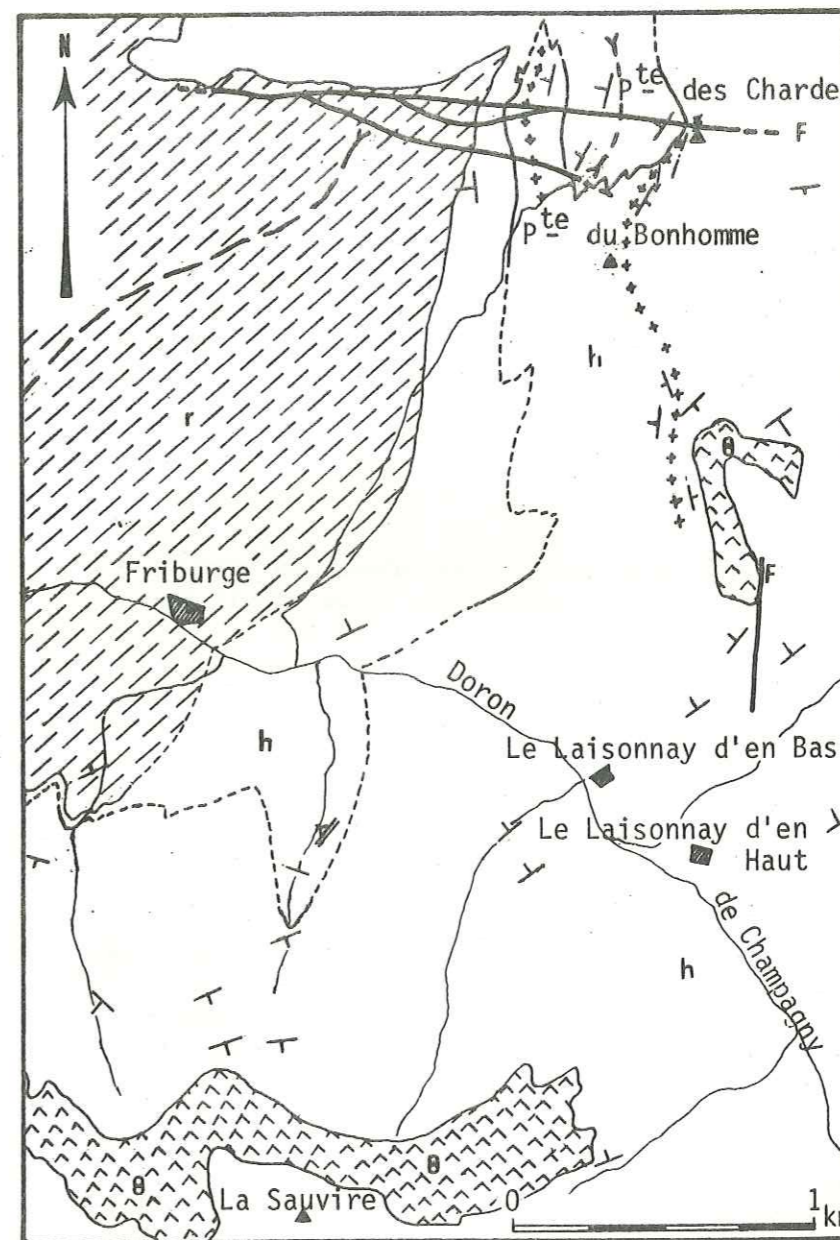


Fig. 93. Cartographie schématique et interprétative du Carbonifère présumé de la Pointe des Chardes et du flanc sud de la vallée de Champagne.

r, Permien ; h, Carbonifère présumé (le trait discontinu représente le niveau "repère" carbonneux) ; θ, métagabbros de la Sauvire.

\swarrow $S_{(0)-1}$ \swarrow S_2 — F failles
 + + + + axe antiforme — — — axe synforme

Cette antiforme est axée au SSW (Fig. 91). La schistosité S_2 est mal exprimée dans les niveaux très schisteux, souvent fortement étirés et laminés, de ce site haché de failles. Elle semble conserver la direction NNW-SSE qu'elle présente dans le Permien de Friburge dont le contact apparaît quelques 500 m à l'Ouest de la charnière de l'antiforme étudiée.

c). Dans les schistes à horizons charbonneux du versant sud de la vallée de Champagne (contreforts nords de la Sauvire).

Exposées au Nord, les pentes que forment les contreforts de la Sauvire, sont recouvertes au deux-tiers par une épaisse forêt d'aulnes qui masque les affleurements jusqu'à l'altitude 2050 m, et rend leur accès particulièrement difficile. Ces difficultés d'approche n'ont permis que des observations fragmentaires principalement localisées dans les talwegs.

L'axe d'un pli antiforme d'échelle hectométrique suit approximativement la courbe de niveau 1950 m (Fig. 93). C'est un pli légèrement déjeté au SSE. En projection stéréographique (Fig. 92 .) l'axe reconstitué à partir des mesures effectuées le long des différentes coupes plonge faiblement au N 230.

Les mesures de la schistosité S_{2a} , quand celle-ci est observable, sont fréquemment difficiles à distinguer de la schistosité fruste S_{2b} . On constate que la S_{2b} est assez peu différente de la schistosité de flux $S_{(0)-1}$ et est principalement observable dans le flanc nord de l'antiforme.

L'orientation moyenne au N230 de l'axe de cette antiforme semble correspondre au développement de la phase S_{2b} d'axe ENE. Les relations de cette phase avec les déformations antérieures (S_{2a} notamment) sont difficilement interprétables dans l'état actuel de l'étude.

Après observation de la carte du secteur La Sauvire - La Pointe des Chardes, on est tenté de raccorder l'axe antiforme de la Pointe des Chardes à celui des contreforts de la Sauvire (Fig. 93). En effet, les structures de la masse magmatique de la Sauvire semblent tourner et se vriller autour d'une charnière située approximativement à la côte 1950 dans le talweg des Vions.

Sur le terrain il n'a pas été possible d'accéder à ce site clé, mais l'observation à la jumelle a permis d'y voir le biseutage apparent des niveaux sédimentaires contre la masse magmatique. Cette virgation axiale pourrait être considérée comme une autre conséquence de la phase S_{2b} .

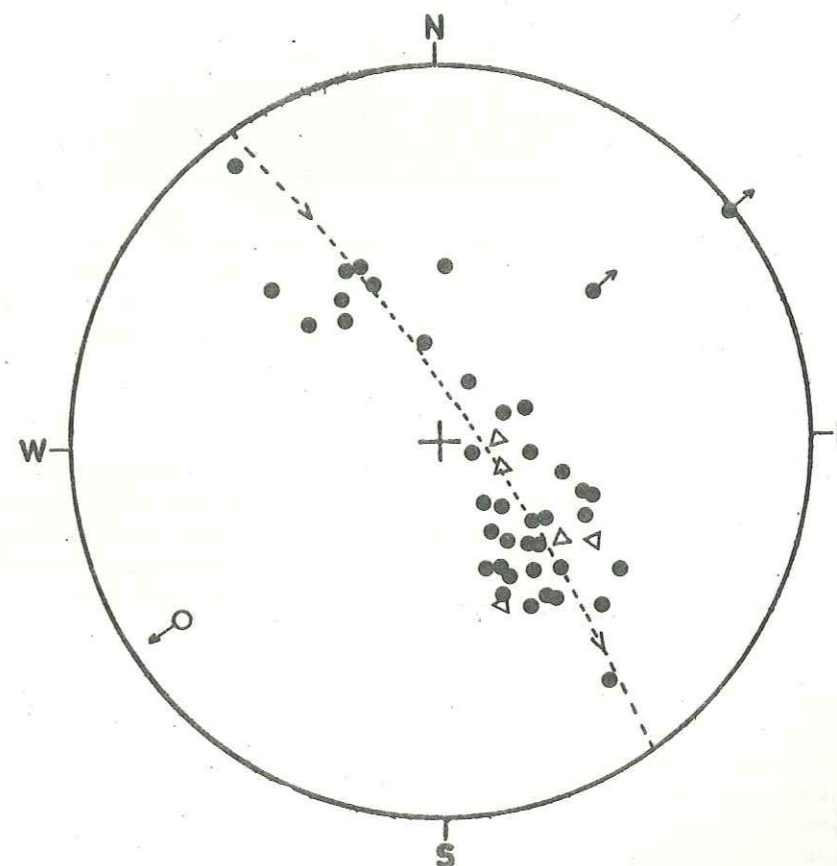


Fig. 92 . Projection stéréographique des structures relevées sur le versant sud de la vallée de Champagne (ravin de la Derrière ; canevas de Wulf, hémisphère inférieur).

- , pôles de $S_{(0)-1}$
- △, pôles des S_{2b}
- ◐ axes des plis centimétriques P_2
- axe reconstitué de l'antiforme de la Sauvire
- En pointillé, guirlande de répartition des $S_{(0)-1}$ (les flèches indiquent le parcours des relevés effectués du Sud vers le Nord).

2.3. CONCLUSIONS.

Les *plis de phase 2* mis en évidence dans le "Carbonifère" et dans le Permien correspondent manifestement à un même ensemble structural, caractérisé par ses *déversements vers le SE ou le SSE*. A l'antiforme décrite dans le Carbonifère présumé de la Pointe des Chardes succède la synforme du Permien de Friburge (Pl. III. et coupes tectoniques correspondantes, Pl. IV). La virgation vers l'WSW de l'axe synforme de Friburge est vraisemblablement l'équivalent de celle affectant l'axe antiforme du flanc sud de la vallée de Champagny, relayant au SW l'axe antiforme de la Pointe des Chardes.

Les *déformations observées* dans cet ensemble structural sont le plus souvent attribuables à la phase 2b (Les Echines, la Sauvire, Friburge). Rares sont les cas où cette phase 2b coexiste avec la phase 2a (Les Echines). Toutes deux sont surimposées à la phase précoce de plissement isoclinal en biseaux plats intrafoliaux (phase 1).

La phase 2a se caractérise par une *schistosité pénétrative raide (S_{2a})* associée à des *plis P₂* généralement d'axe subhorizontal orienté selon une direction N-S à NNE-SSW ; la phase 2b développe une *schistosité modérément pentée vers le NW (S_{2b})*, souvent purement sécante (post- ou fini-métamorphique), accompagnée de déformations, elles-aussi d'axe subhorizontal orienté ENE-WSW.

Les torsions et déviations des axes de plis pourraient être des phénomènes tardifs qu'il reste à démontrer. Le terrain ici étudié était, de toutes façons, trop restreint pour qu'il soit possible de donner des conclusions définitives sur ce problème.

NATURE DES CONTACTS DE LA BASE DES MASSES CARBONATÉES DANS LE SECTEUR ÉTUDIÉ.

Les contacts entre les différentes formations stratigraphiques sont souvent délicats à interpréter en terrains métamorphiques. La Vanoise septentrionale n'échappe pas à cette règle et chaque contact suscite la question de savoir s'il est stratigraphique (normal) ou tectonique (anormal).

De récentes publications de J-F. RAOULT (1980a, b) ont notamment soulevé le problème de la nature du contact entre la couverture carbonatée (triasique pour l'essentiel) du massif de Bellecôte et son substratum paléozoïque, considéré par F. ELLENBERGER comme partout anormal (1958, pp. 431-432).

Je rappelle ici brièvement l'interprétation de J-F. RAOULT (1980a) :

- à la suite de diverses observations très précises du contact basal du Trias de Bellecôte, celui-ci est considéré comme transgressif et discordant sur le substratum "permo-carbonifère" ;
- clairement charrié en d'autres points (à l'Aliet par exemple), on serait amené à faire, dans certains cas, la distinction entre un tégument triasique solidaire de son substratum et d'autres masses triasiques décollées et rabotées à leur base, ce qui nuancerait la notion de substitution de couverture.

Mes observations de terrain, dont certaines ont été effectuées en collaboration avec J-F. RAOULT, m'ont également amenée à m'intéresser à ce problème. Il importait au plus haut point de découvrir des affleurements montrant parfaitement la zone de contact, et de décrire objectivement l'allure de celle-ci y compris les déformations pouvant l'affecter.

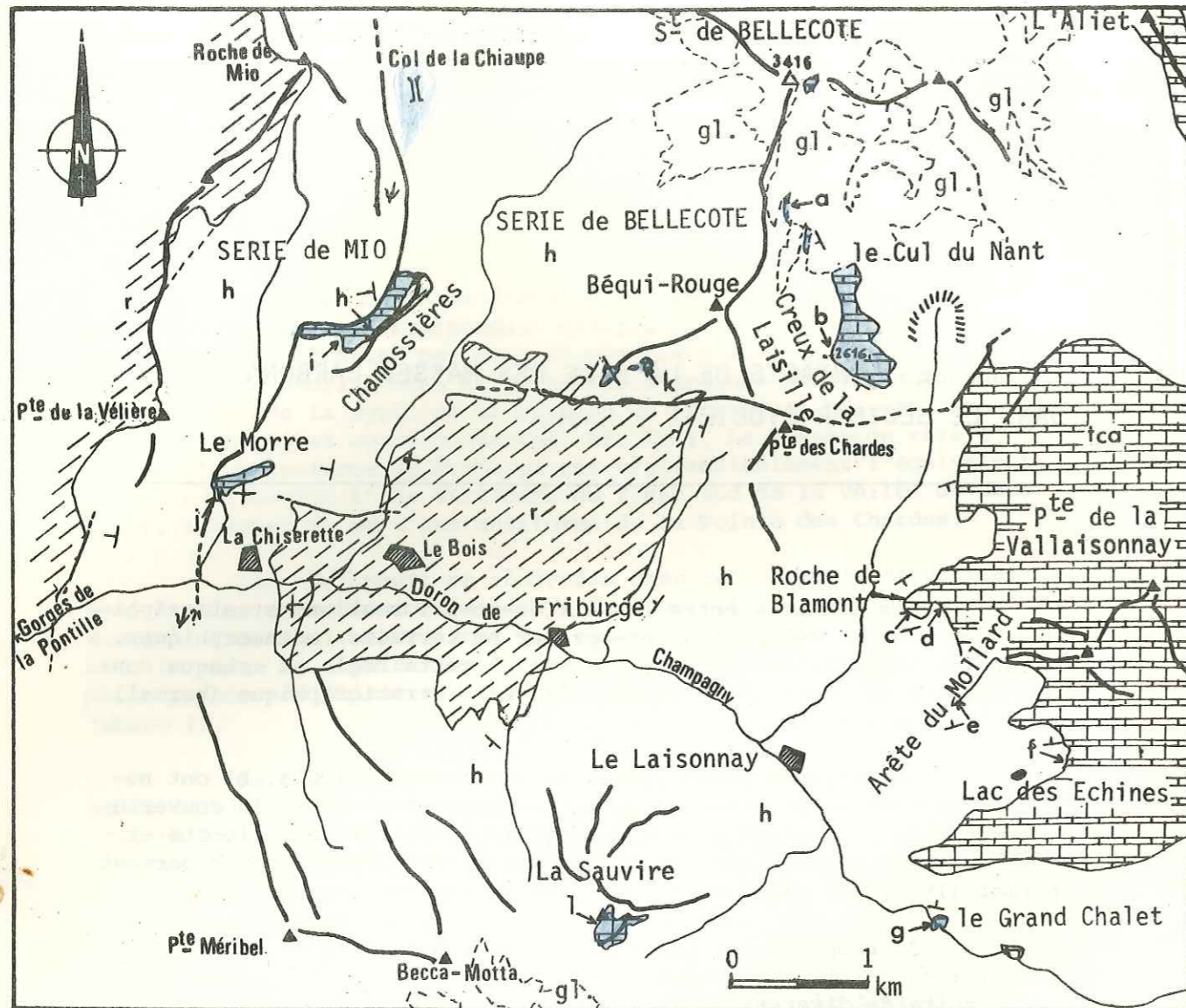


Fig. 94. Carte schématique de situation des coupes au niveau du contact basal des masses carbonatées du secteur étudié.

Eléments topographiques succincts : vallées, sommets, lignes de crêtes, glaciers (gl).

Contours géologiques schématiques :

- tca masses carbonatées (Trias pour l'essentiel)
- r Permien
- h Carbonifère présumé (les dépôts quaternaires ne sont pas figurés)
- failles et accidents
- pendages de S(0)-1

a à l, situation des coupes.

1. LES OBSERVATIONS NOUVELLES.

Les principales données utilisées, sont basées sur des observations de terrain très locales et précises du contact entre le Mésozoïque carbonaté et le substratum permien et carbonifère présumé. Certaines de ces observations ont déjà été décrites par J-F. RAOULT (1980) ; je les reprendrai néanmoins avec plus ou moins de détails (Fig. 94 .).

1.1. LA COUPE DU GLACIER DU CUL DU NANT (SITE a).

Levée avec J-F. RAOULT et déjà décrite par lui, cette coupe est située à 3000m d'altitude, 1 km environ au Sud du sommet de Bellecôte, sur le bord est de l'arête "carbonifère" Bellecôte - Béqui-Rouge.

Le contact se fait entre des niveaux chlorito-schisteux (prasinites) "carbonifères", localement injectés de filons-couches basiques, et des calcaires cristallins et lités à horizons dolomitiques, non datés mais classiquement considérés par les auteurs comme triasiques, ces derniers étant accompagnés de cargneules (Fig. 95 .)

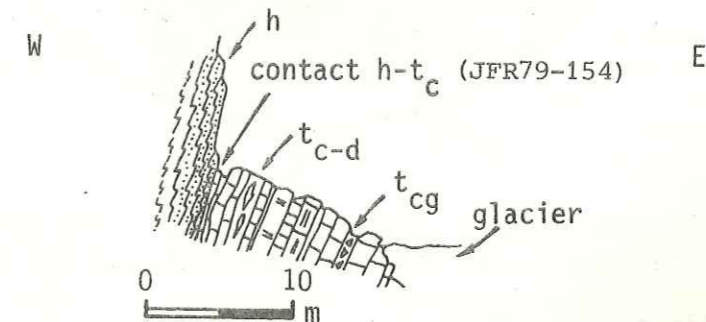


Fig. 95. Coupe du glacier du Cul du Nant, site a (d'après J-F. RAOULT, 1980a).

h, Carbonifère présumé (la partie pointillée est riche en filonnets et mouches ankéritiques) ; t_{c-d}, calcaires et dolomies attribués au Trias ; t_{cg}, cargneules.

A l'approche du contact, on constate dans les niveaux prasinitiques, le développement de filonnets et mouches d'ankérite. Le contact lui-même ne présente pas de trace de broyage. Il est affecté de plis centimétriques à décimétriques de la phase 2, déversés à l'Est et dont les axes subhorizontaux sont d'orientation générale N-S (Fig. 96.). Le même style de plis se retrouve dans les marbres quelques centaines de mètres à l'Est de la coupe. (Fig. 71.).

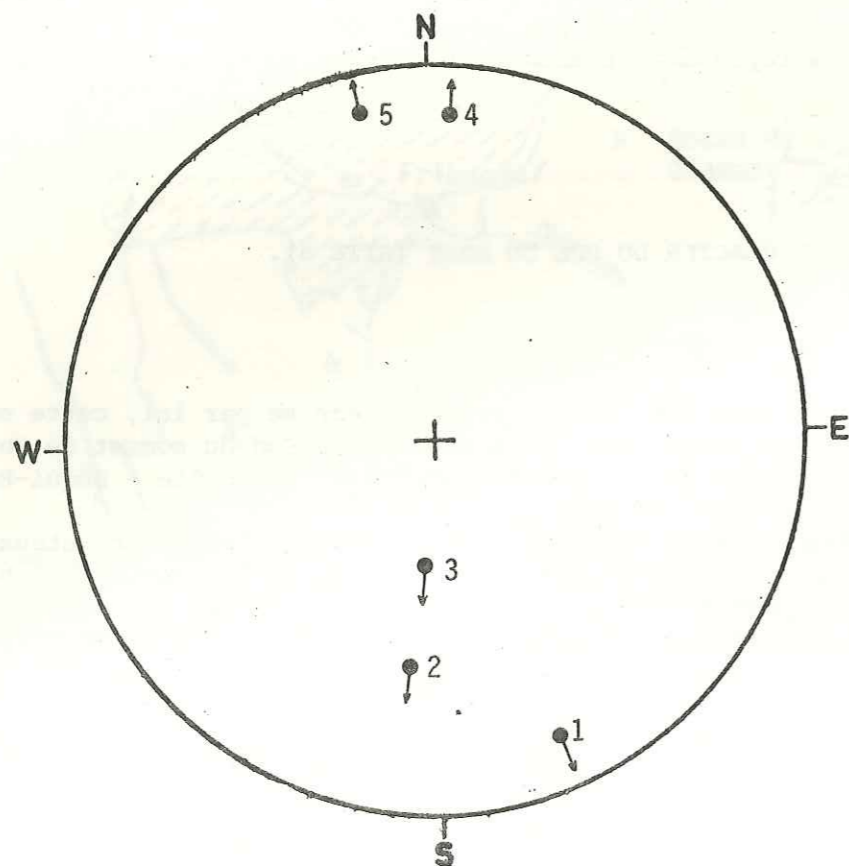


Fig. 96 . Représentation stéréographique des plis affectant le contact basal des masses carbonatées sur les sites a et b.

1, 2, 3, plis dans les calcaires et les cargneules du bord est du glacier du Cul du Nant ; 4, 5, plis dans les calcaires des Creux de la Laisille. (Canevas de Wulf, hémisphère inférieur).

La schistosité $S_{(0)-1}$ bien observable dans le schiste apparaît localement légèrement oblique sur le contact. Elle n'est pas visible dans le marbre, mais celui-ci montre un litage millimétrique gris clair à ocre ($S_0?$), parallèle à la surface de contact.

Les échantillons prélevés ont permis de faire des lames minces comportant chacune pour une partie du schiste "carbonifère" et pour l'autre du marbre triasique. J-F. RAOULT (1980a) a fait les constatations suivantes (échantillon JRF79-154) :

- un mince horizon brunâtre (1 à 5 mm d'épaisseur) chargé en minéraux ferrugineux, souligne le contact et assure le passage entre le schiste "carbonifère", plus ou moins envahi de plages ankéritiques, et le marbre triasique dont le premier millimètre contient quelques quartz d'aspect détritique, ainsi que, selon J-R. KIENAST, de minuscules mais très abondantes tourmalines groupées dans un ou deux horizons de 200 μm . Ce niveau millimétrique serait pour J-F. RAOULT, un très mince niveau sédimentaire, enrichi en bore par exemple et dont la géométrie a été maintenue malgré les albites et les micas blancs néoformés qui s'y sont surimposés.

- les minces horizons gris clair à ocre visibles sur l'échantillon macroscopique de marbre triasique, présentent en lame mince, des cristaux plus ou moins grands de calcite et dans certains cas, un aspect de calcaire graveleux recristallisé ; cet aspect reflète pour J-F. RAOULT, celui de la stratification originelle, finement litée des calcaires.

*Conclusions.

Sur cette coupe, les arguments en faveur d'un contact normal sont significatifs. Ainsi que l'interprète J-F. RAOULT, les carbonates y présentent tous les aspects d'une couverture stratigraphique du "Carbonifère", à l'échelle de l'affleurement comme à l'échelle de la lame mince. Selon moi, rien ne démontre dans le détail des structures l'existence d'un contact anormal.

Bien que les contacts soient masqués par le glacier du Cul du Nant, les marbres du sommet de Bellecôte, à l'Est immédiat de la côte 3416, auraient la même signification.

1.2. LA COUPE DES CREUX DE LA LAISILLE (SITE b).

Au Sud de la coupe précédente, on retrouve le contact entre les niveaux chlorito-schisteux attribués au "Carbonifère" et les marbres à horizons dolomitiques attribués au Trias. Là aussi, le contact ne présente aucune trace de broyage et a les caractéristiques apparentes d'un contact stratigraphique.

Ainsi, au niveau de la cote 2619 (Fig. 97) :

- les niveaux chlorito-schisteux montrent à proximité du contact et parallèlement à celui-ci, des lits de petits quartz ronds qui simulent les galets d'un mince horizon sédimentaire (observation effectuée avec J-F. RAOULT); l'analyse des lames minces semble confirmer cette interprétation.

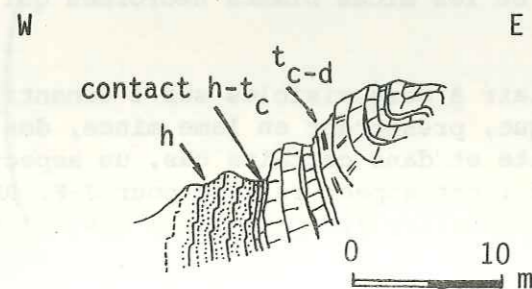


Fig. 97 . Coupe des Creux de la Laisille (cote 2619, site b).

h, Carbonifère présumé finement lité (pointillés) ; tc-d, calcaires et dolomies attribués au Trias.

-les calcaires cristallins et lités sont affectés de plis métriques de la phase 2, d'axes subhorizontaux N-S (Fig. 96) ; ils contiennent des horizons millimétriques, enrichis en petites lentilles micacées, parallèles au contact.

300 m au SE de la cote 2619, on remarque néanmoins que, si la direction des couches est conservée, leur plongement est plus fort dans les schistes que dans les calcaires. Cela correspond-t-il à une simple disharmonie ou bien au résultat d'un contact anormal? Les difficultés d'observation en ce point (contact toujours masqué par des éboulis ou par la végétation alpine) ne permettent pas de préciser la question. Compte-tenu des observations précédentes, on peut être tenté ici de pencher pour la disharmonie.

1.3. LA ROCHE DE BLAMONT (SITES c et d).

Il ne s'agit plus ici d'un lambeau carbonaté isolé mais d'une masse beaucoup plus vaste, située 4 km au SE du sommet de Bellecôte.

La paroi de la Roche de Blamont montre un mince niveau de quartzites non datés d'épaisseur métrique intercalé entre des calcaires à horizons dolomitiques considérés comme triasiques et des schistes bleutés sombres à vert pâle attribués au Carbonifère du fait de leur passage très progressif à des schistes cendrés typiquement "carbonifères" (Fig. 98).

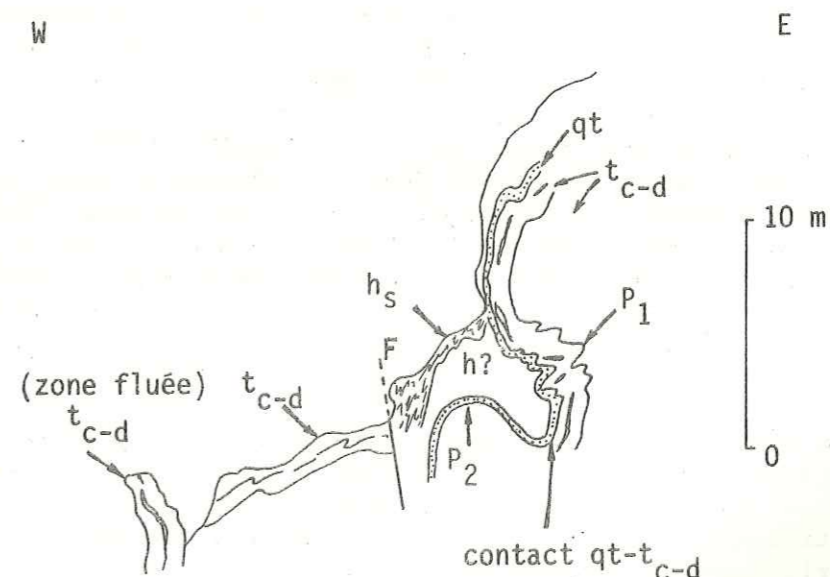


Fig. 98 . Coupe schématique d'après l'affleurement de la paroi de la Roche de Blamont, site c.

tc-d, calcaires et dolomies attribués au Trias ; qt, quartzites blancs non datés ; hs, schistes cendrés à noirs typiquement "carbonifères" ; h?, schistes bleutés sombres à vert pâle considérés comme carbonifères ; P1, plis décimétriques à métriques de la phase 1 ; P2, plis de la phase 2 ; F, faille.

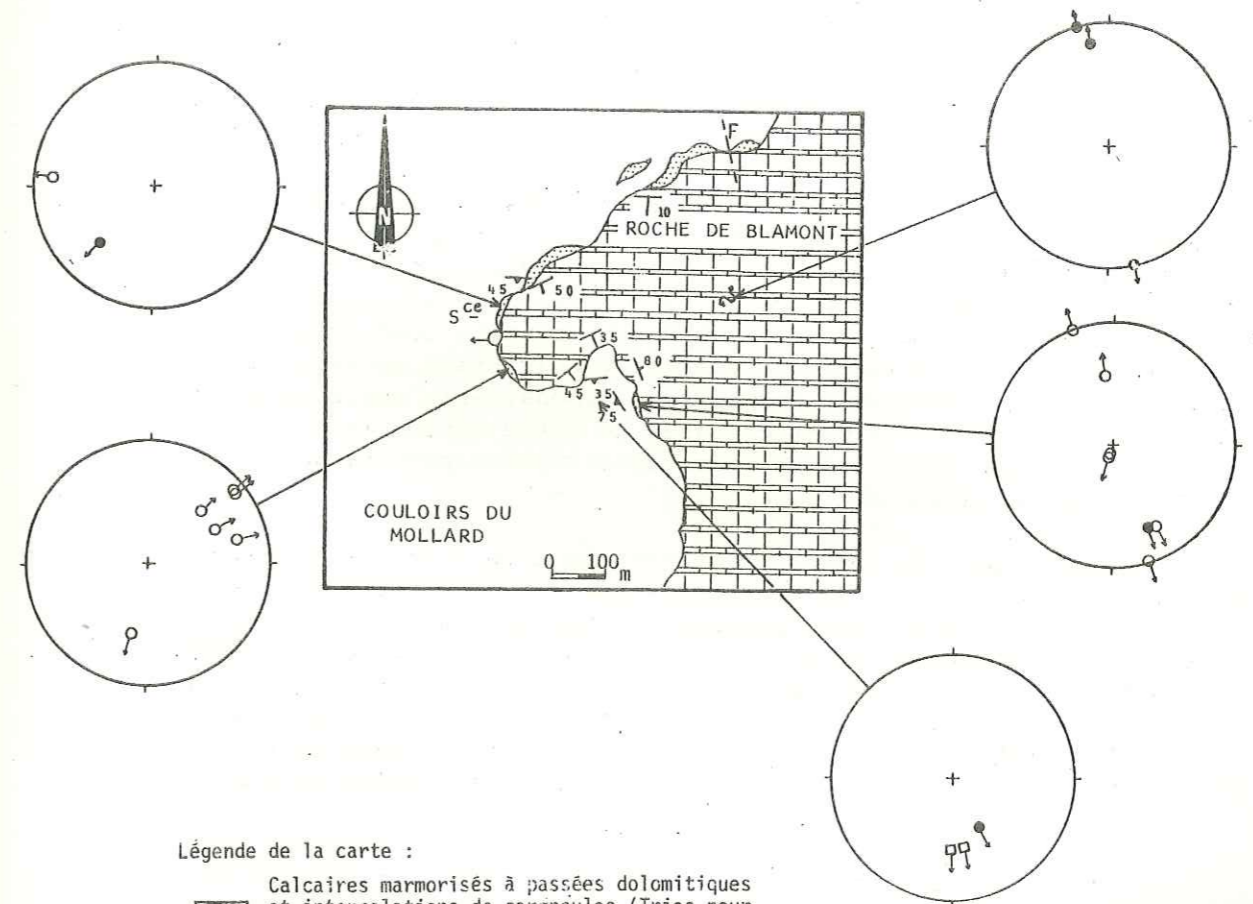
Ces faciès sont impliqués ensemble dans des plis isoclinaux couchés d'ordre décimétrique à métrique. Ce sont des plis synschisteux à vergence NNW de la première phase ; leurs axes plongent faiblement à l'ENE . Ils sont repris par des plis plus ouverts, d'axe N-S et déversés à l'Est, à schistosité de crénulation de plan axial (Fig. 99 ., travaux inédits de J-F. RAOULT, D. OBERT, M-D. PERUCCIO PARISON).

Comme le suggère J-F. RAOULT (1980b) ce contact, à l'évidence antérieur à la première phase de déformation alpine, pourrait refléter une liaison stratigraphique. Le fait que les quartzites ne soient pas datés précisément, n'est à priori pas déterminant dans cette interprétation : qu'ils soient "carbonifères" ou werféniens, ils sont inclus dans une suite stratigraphique normale où manque le Permien.

Il faut cependant remarquer que ces quartzites forment des affleurements très discontinus à la base de la série carbonatée (Fig. 99 .). Ils peuvent faire penser à des lambeaux de poussée trainés sous l'unité sous-jacente considérée alors comme allochtone. On retrouverait ainsi l'interprétation de F. ELLENBERGER (1958) avec cette importante nuance que *les faits ici décrits démontrent formellement que ce traînage supposé des masses mésozoïques sur le socle "raboté" doit avoir nécessairement précédé la phase des plis initiaux P₁*, dont la schistosité est porteuse des premières cristallisations métamorphiques. Cette antériorité reste implicite dans le texte de F. ELLENBERGER (1958, p.399) et prudemment suggérée en 1967.

Un échantillon du contact (échantillon 80-47), prélevé sur le site d, permet d'étudier à l'échelle de la lame mince, les relations entre le quartzite et le calcaire cristallin. Les deux faciès sont ici intimement associés dans un pli centimétrique de la phase 2. Les caractéristiques du contact y sont semblables à celles notées sur le site a. On retrouve, soulignant le contact de façon discontinue, le mince horizon brunâtre enrichi en minéraux ferrugineux (oligiste et goethite). La schistosité S₂, plan axial du pli P₂ recoupe le contact et est soulignée dans le marbre par la recristallisation métamorphique des cristaux de calcite.

Sur cette seule observation, on est tenté de rejeter l'hypothèse tectonique de mise en place des masses carbonatées et de ses quartzites sous-jacents.



Légende de la carte :

- Calcaires marmorisés à passées dolomitiques et intercalations de cargneules (Trias pour l'essentiel).
 - Quartzites blancs (non datés).
 - Ensemble attribué au Carbonifère.
- Les dépôts quaternaires ne sont pas figurés.

Légende des diagrammes :

(Canevas stéréographique de Wulf, hémisphère inférieur)

- Axes de plis dans les calcaires.
 - Axes de plis dans les quartzites.
 - Axes de plis dans le Carbonifère.
- N.B. Les directions N 50 à N 90 sont attribuées à la phase 1; les directions N 160 à N 225, à la phase 2.
- Pendages de la stratification originelle (?) dans les calcaires.
 - Pendages de la foliation dans le "Carbonifère".

Fig. 99 . : Directions des axes de plis observés dans le contact de base des masses carbonatées de la Roche de Blamont, sites c et d.

Cependant, un autre échantillon (échantillon 80-48), prélevé dans le quartzite sous le contact (site d), montre des lits violacés riches en oligiste, qui s'amincissent et disparaissent en donnant des figures de flammèches comparables à celles que l'on peut observer dans les zones de cisaillements. Cette observation conduit à envisager que, si surface de discontinuité il y a, (surface correspondant à la mise en place tectonique des masses carbonatées), celle-ci n'est pas matérialisée dans le contact basal de cette série, mais à l'intérieur des niveaux sous-jacents, véritables copeaux tectoniques écaillés entraînés par la masse charriée.

Bien que les quartz présentent en lame mince assez peu de structures cisailantes, on peut envisager que le charriage s'est effectué à froid avant tout plissement. Les quartz auraient ensuite subi une recristallisation granoblastique sous l'effet du métamorphisme alpin associé à des phénomènes de granulation dans le plan de la schistosité S_1 engendrée par le plissement isoclinal de la première phase ; l'aplatissement induit par la déformation créant parfois des murs de dislocation et/ou des sous-joints dans les grains de quartz.

Dans le secteur précisément étudié (site c et d), les arguments en faveur d'une liaison stratigraphique des masses carbonatées sur le substratum "carbonifère" me paraissent moins probants que ceux induisant l'hypothèse d'un contact tectonique.

1.4. DE LA POINTE SUD DE L'ARETE DU MOLLARD AU LAC DES ECHINES (SITES e ET f).

Située dans le prolongement méridional de la barre calcaire de la Roche de Blamont, la coupe naturelle de la Pointe sud de l'Arête du Mollard (site e) offre un exemple à mon avis indiscutable de contact mécanique entre les masses carbonatées et le Carbonifère présumé (Fig. 100).

Plus à l'Est (lac des Echines, site f), le contact entre les calcaires et le Carbonifère présumé est déformé par des plis décimétriques de la phase 2. Un niveau de quartzites blancs werféniens (?) d'environ 1 m d'épaisseur s'intercale localement dans le contact qui ne présente apparemment pas de trace de broyage (observation inédite de J-F. RAOULT, D. OBERT et M-D. PERUCCIO PARISON).

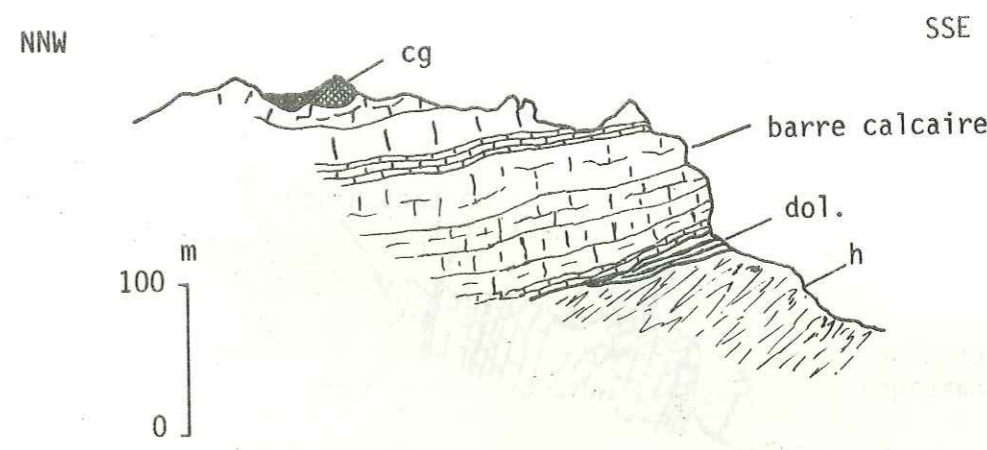


Fig. 100 . Coupe de la Pointe sud de l'Arête du Mollard, site e.

cg, cargneules ; dol., dolomies à joints schisteux ; barre calcaire, calcaires bréchiqes lités (cg, dol., barre calcaire, sont attribués au Trias) ; h, schistes cendrés à horizons de grès grauwackeux ("Carbonifère").

1.5. LE GRAND CHALET, (SITE g).

La piste d'accès aux chalets de La Plagne, dans le fond de la vallée de Champagny, permet d'atteindre très facilement cette coupe située à 1890 m d'altitude en amont d'un ancien verrou glaciaire.

On y observe un petit niveau non daté (Werféniens?) de quartzites blancs peu écaillés d'une épaisseur constante d'environ 3 m, coincé entre des schistes parfois gréseux attribués au Carbonifère et des calcaires micacés à lits dolomitiques et horizons décimétriques de grès clairs considérés comme triasiques (Fig. 101).

Les calcaires montrent au contact des horizons plus ou moins décalcifiés, mais ils restent parfaitement collés aux quartzites. Le contact a là encore toutes les apparences d'un contact stratigraphique (observations inédites de J-F. RAOULT et M-D. PERUCCIO PARISON). Le contact entre les quartzites et les schistes n'est malheureusement pas observable ; il est masqué par un mètre de terre et d'herbe puis disparaît dans la gorge entaillée par le Doron de Champagny dans le verrou glaciaire. Rien ne permet d'affirmer qu'il ne présente pas de trace de broyage.

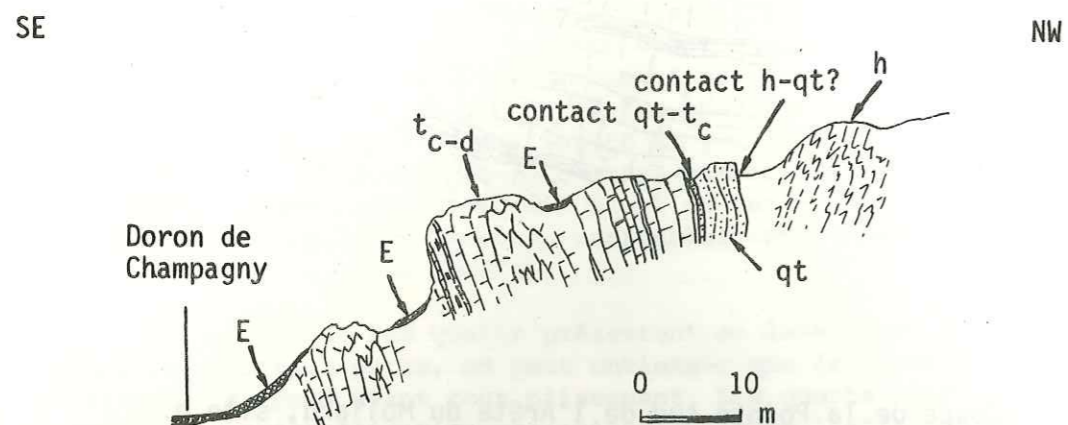


Fig. 101. Coupe du Grand Chalet (altitude 1890 m), site g.

E, éboulis ; t_{c-d}, calcaires et dolomies attribués au Trias ; qt, quartzites blancs peu micacés ; h, schistes cendrés un peu gréseux attribués au "Carbonifère",

1.6. LES COUPES DES CHAMOSSIERES, (SITES h ET i).

Situés à l'Ouest de l'arête Bellecôte - Béqui-Rouge, ces deux sites permettent d'observer deux contacts : celui du Permien sur le Carbonifère présumé et celui des calcaires cristallins sur le Permien et/ou sur le "Carbonifère".

Sur le rebord oriental de la crête des Chamossières (site h, Fig. 102), le contact avec les carbonates ne présente aucune trace de broyage mais le niveau métrique à décimétrique de microconglomérats quartzitiques permien en contact avec les calcaires se biseaute rapidement vers le SW ; il n'excède pas 10 cm d'épaisseur au niveau de la coupe.

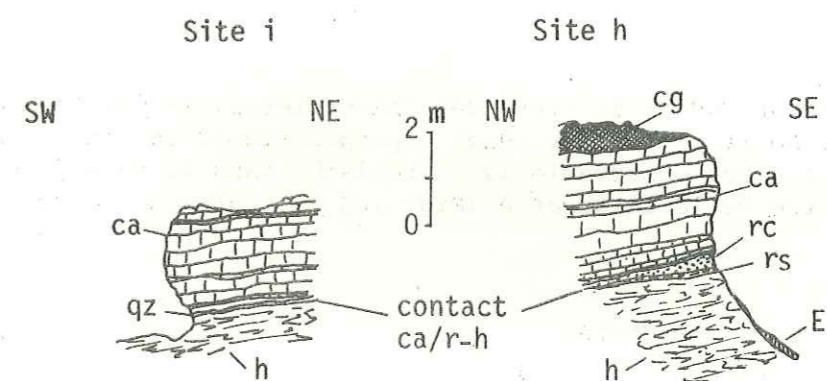


Fig.102. Coupes des Chamossières, sites i et h.

E, éboulis ; qz, filon de quartz ; ca, cg, calcaires cristallins à horizons chloriteux et cargneules (âge?) ; rc, rs, microconglomérats quartzitiques à dragées de quartz rosé et schistes sériciteux vert pâle (Permien) ; h, schistes cendrés attribués au Carbonifère présumé.

Sur le rebord occidental (site i, Fig. 102.), le Permien est totalement absent au niveau du contact. Un filonnet centimétrique de quartz souligne ce dernier entre les calcaires et le Carbonifère présumé. On y observe des replis centimétriques de la phase 1 axés à l'W et repris par une schistosité S₂ sécante sur le contact.

En lame mince, les échantillons (échantillon 81-64 en particulier) présentent au niveau du contact des caractéristiques analogues à celles observées sur les échantillons des sites a et d.

En conclusion, le style tectonique reste semblable à celui observé sur les sites précédents. Le biseautage du Permien entre les sites h et i peut-être interprété au choix :

1. comme le résultat d'un écaillage tectonique provoquant sur le site i, l'apparition d'un filonnet de quartz dans le contact.
2. ou comme la preuve d'une discordance stratigraphique de la série carbonatée sur le substratum "permo-carbonifère".

1.7. LA COUPE DU MORRE, (SITE j).

3 km au Sud de la crête des Chamossières, la petite croupe morainique du Morre montre les mêmes superpositions. Le contact basal des carbonates y est observable avec précision dans le talweg du ruisseau de la Gurre de la Chiserette (Fig. 103, course effectuée avec J-F. RAOULT).

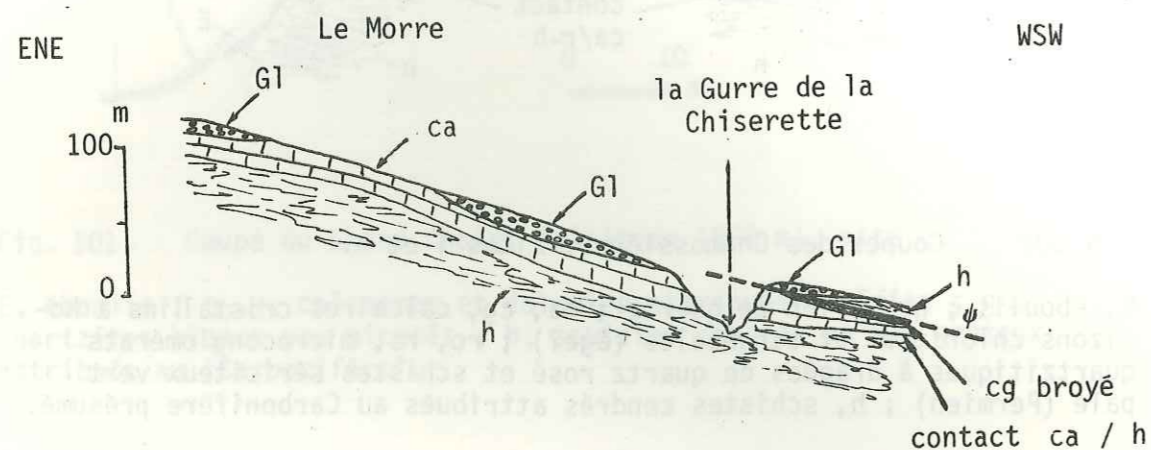


Fig. 103. Coupe du Morre, site j.

gl, moraine ; cg, ca, cargneules et calcaires cristallins à horizons chloriteux (âge?) ; h, schistes attribués au Carbonifère, présumé.

Le contact ψ , souligné de cargneules broyées, marque en ce point le chevauchement des schistes du Carbonifère présumé sur les carbonates.

Le même style de déformations peut être mis en évidence ; on observe notamment des replis isoclinaux de la phase 1 plissant le contact et recoupé par une schistosité S_2 , oblique sur ce contact. Celui-ci est souligné par un mince liseré ocre riche en oligiste et petites tourmalines, sans trace de broyage. Il semble refléter une liaison stratigraphique.

On peut de plus mettre en évidence sur cette coupe un autre contact masqué en partie par la couverture morainique : celui du Carbonifère schisteux riche en bancs de grès sur les carbonates, qui se fait par l'intermédiaire d'un niveau de cargneules broyées. Les difficultés d'observation n'ont pas permis d'étudier avec précision ce contact qui néanmoins se présente comme un *contact tectonique*.

Dans l'interprétation de F. ELLENBERGER (1958), puis F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967), le lambeau carbonaté du Morre, prolongation directe vers le SW des affleurements calcaires des Chamossières et du Col de la Chiaupe (je n'ai personnellement pas étudié ce dernier secteur), formait le cœur d'un synclinal couché à vergence est, résultant d'un "écaillage listrique à rebours", d'une "pincée à rebours" (p. 433), pincée tardive reprenant une ancienne klippe qui serait posée sur la carapace érodée du grand pli couché (1958).

Il faut noter une difficulté dans cette interprétation : elle implique que la charnière frontale, figurée dans le "Permo-Carbonifère" (Fig. 64.), est postérieure au charriage présumé des carbonates ; cette charnière ne peut représenter le front originel du pli couché dont la formation suivie de l'érosion du flanc inverse, aurait précédé le charriage des masses carbonatées.

J-F. RAOULT (1980a) signale au Col de la Chiaupe, l'existence d'un niveau de brèches tectoniques mettant en contact un Carbonifère présumé riche en bancs gréseux (Série de la Roche de Mio) et des cargneules attribuées au Trias, ce dernier montrant des relations avec le Permien analogues à celles observées aux Chamossières (Fig. 64. et 105.). Dans son interprétation, J-F. RAOULT considère que les calcaires et cargneules du Col de la Chiaupe appartiennent à une série stratigraphique normale chevauchée par la série "carbonifère" de la Roche de Mio.

On note effectivement la présence de nombreuses dolines entre le Col de la Chiaupe et les Chamossières parfois occupées par de petits lacs glaciaires (lac de la Vélière, par exemple) (Fig. 104.) ; ces dolines témoignent de la présence en profondeur d'un horizon gypseux ou cargneulique et constituent un argument en faveur d'un accident tectonique à vergence est entre la Série de la Roche de Mio et la Série de Bellecôte.

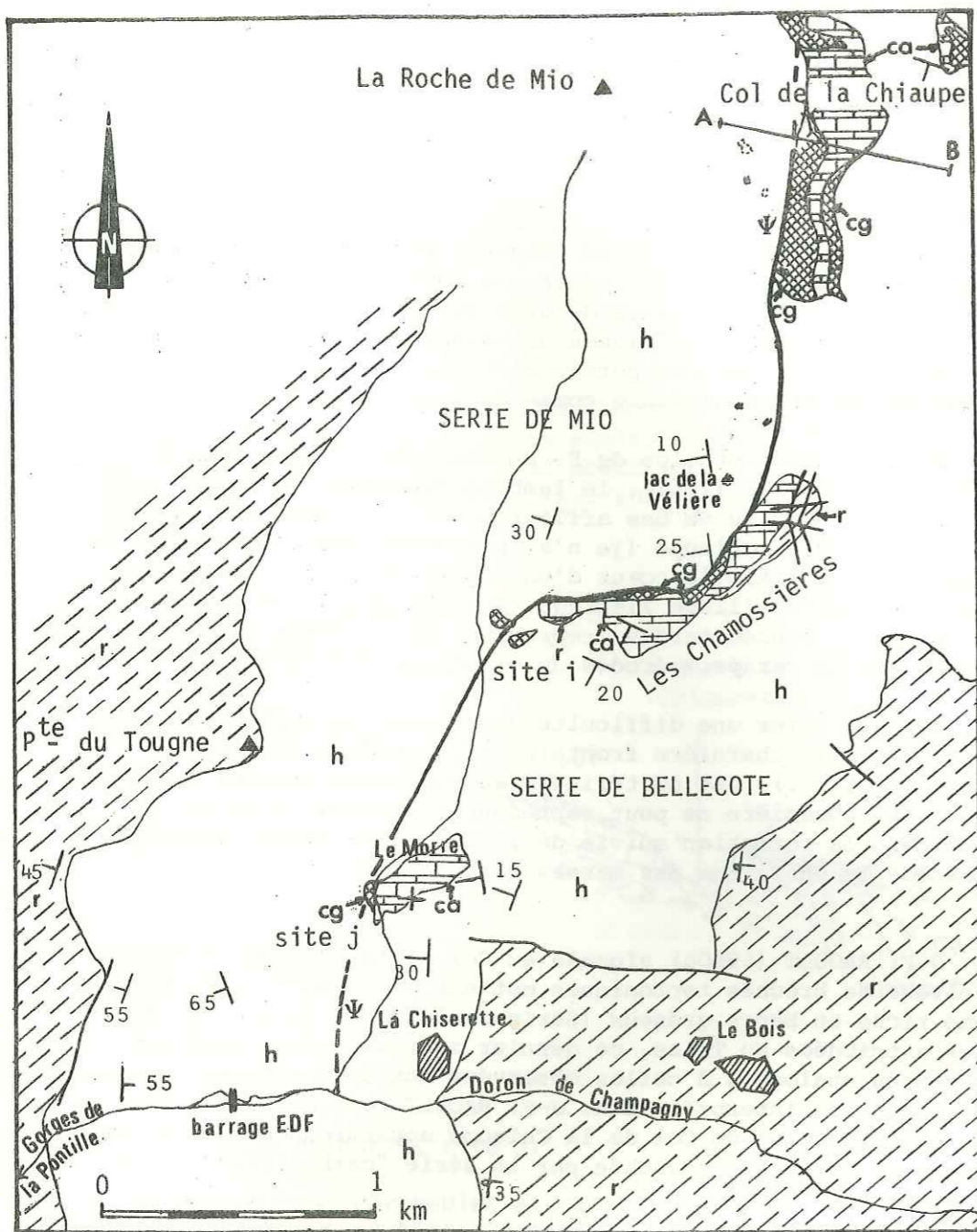


Fig. 104. Carte schématique et interprétative de la partie orientale du secteur étudié (coupe AB, cf. Fig. 105. d'après J-F. RAOULT, 1980a).

Contours géologiques schématiques :

- cg cargneules
 - ca calcaires cristallins
 - r Permien
 - h Carbonifère présumé (les dépôts quaternaires ne sont pas figurés).
- } ensemble classiquement attribué
au Trias (âge réel?)

Eléments topographiques succincts : sommets, cols, dolines , lacs
Structure : pendages de S(0)-1, accident séparant la Série de Mio de la Série de Bellecôte, failles.

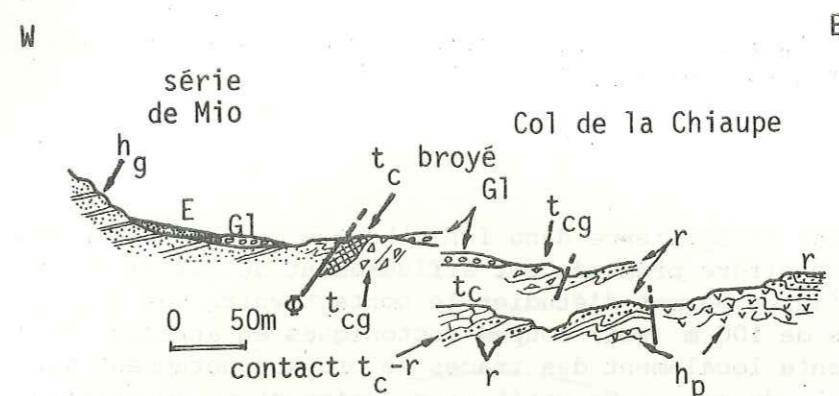


Fig. 105. Coupe du Col de la Chiaupe (d'après J-F. RAOULT, 1980 a).

G1, moraines ; tcg, cargneules ; tc, calcaires triasiques ; r, conglomérats et quartzites permien ; hp, série carbonifère avec prasinites et filons-couches basiques ; hg, série carbonifère, riche en bancs gréseux, de la Roche de Mio.

Le contact Φ , souligné de brèches tectoniques, marque en ce point, le chevauchement de la série de Mio, à l'Ouest, sur celle de Bellecôte, à l'Est.

Cette interprétation implique que localement s'effectue un contact "Carbonifère" sur "Carbonifère" notamment au Sud du Morre où l'on observe la superposition de la série schisteuse à bancs de grès et rares filons-couches (Les Montieures ; Fig. 104.) sur une série schisteuse, parfois à horizons charbonneux (Chemin du Tovet).

Une difficulté se présente dont il faut tenir compte dans l'interprétation de J-F. RAOULT, c'est la présence de marbres blancs et de marbres chloriteux en bancs minces dans la bande Les Chamossières - le Morre, c'est-à-dire, peut-être, de Malm et de Néocrétacé-Paléocène (cf. déjà F. ELLENBERGER, 1958, p.431). Le régime de transgression avec épaisseurs très réduites aurait donc été permanent du Permien à l'Eocène ; ou alors, c'est que les séries sont très amincies tectoniquement.

1.8. COUPE DU BEQUI-ROUGE, (SITE k) (site étudié en collaboration avec J-F. RAOULT, travaux inédits).

Fiché en apparence dans les schistes cendrés à horizons gréseux du Carbonifère présumé, cet affleurement de calcaires cristallins gris et jaunes permet d'étudier le contact entre ces deux formations sur plus de 100 m (voir coupes tectoniques en annexes, Pl. IV.). Celui-ci présente localement des traces de broyage notamment sur la partie orientale du site : un petit niveau discontinu de cargneules s'intercale alors (sur 1 m) dans le contact et le "Carbonifère" sous-jacent présente un faciès rougi. Ailleurs, le contact est souligné par un filonnet de quartz et d'ankérite formant une croûte de 0,5 à 1 cm d'épaisseur.

En lame mince, des échantillons prélevés sur le contact et comportant pour une partie le calcaire cristallin et pour l'autre le schiste "carbonifère", permettent les constatations suivantes (échantillon 81-40 et 81-41) :

1) le contact est souligné par un mince horizon brunâtre de 1 à 5 mm d'épaisseur, chargé en minéraux ferrugineux (oligiste, pyrite et goëthite, notamment) qui assure le passage entre le schiste "carbonifère" et le marbre dont le premier millimètre contient des quartz d'aspect détritique ainsi que de nombreuses albites néoformées. Contrairement à ce qui avait été observé dans les échantillons de la bordure orientale du glacier du Cul du Nant, je n'ai pas retrouvé de tourmalines dans cet horizon ;

2) la schistosité $S_{(0)-1}$ peut apparaître légèrement oblique au contact ;

3) la schistosité S_2 , de crénulation dans le schiste, reste difficile à observer dans le marbre, mais est bien visible dans le niveau ferrugineux ; elle recoupe obliquement le contact ;

4) aucune trace de broyage n'est visible à cette échelle.

Ainsi à l'échelle de la lame mince, le contact apparaît antérieur à la schistosité $S_{(0)-1}$ et présente l'aspect d'un contact normal malgré l'abondance des minéraux ferrugineux et la proximité spatiale des cargneules.

Dans la partie E du site, on peut observer à la base des calcaires un niveau noir marneux, centimétrique à décimétrique contenant des nodules de calcaire silicifié dont la signification stratigraphique reste douteuse. L'ensemble est fortement schistosé et plissoté ; des phénomènes de bourrage sont observables dans les charnières des microplis. Ce sont des plis synschisteux de la première phase, d'axes ENE à WSW, à schistosité S_0 transposée en S_1 de plan axial (Fig. 106.).

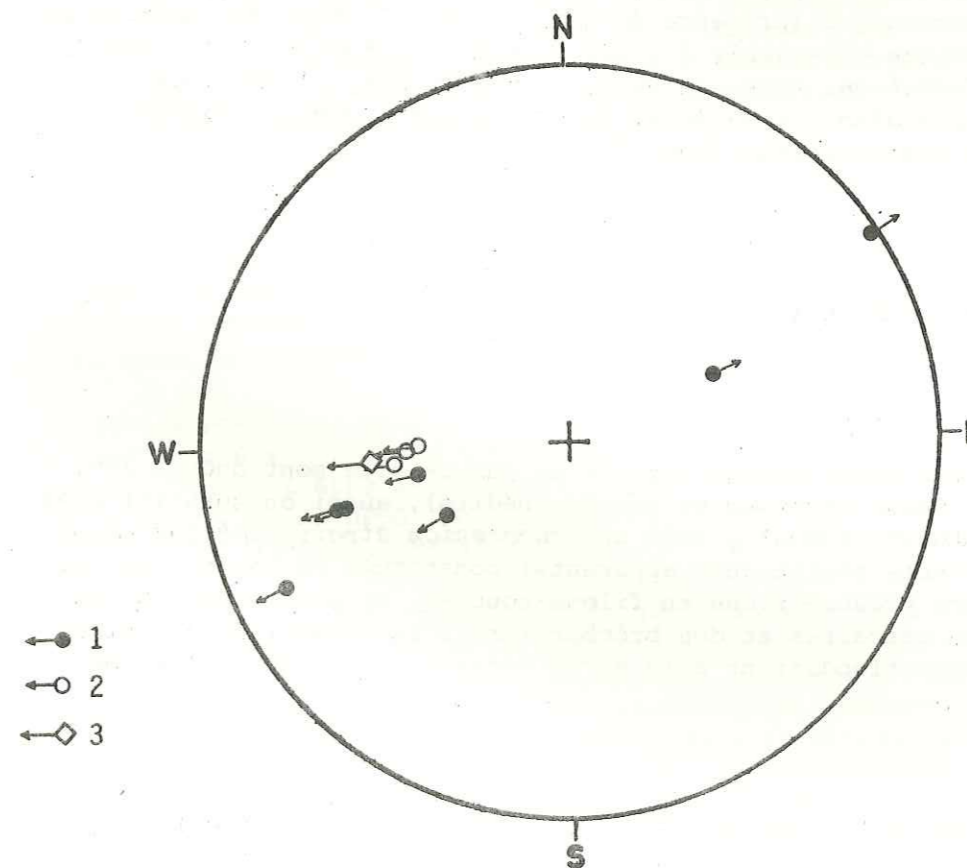


Fig. 106. Directions des axes de plis au niveau du contact basal des calcaires cristallins ; Sud du Béquî-Rouge (site k) (Canevas stéréographique de Wulff, hémisphère inférieur).

1, plis dans les calcaires cristallins et le niveau noduleux de base; 2, plis dans les schistes "carbonifères"; 3, pli décamétrique affectant l'ensemble des faciès.

A plus petite échelle, l'ensemble des faciès de ce secteur dessine un pli décimétrique de même axe que les microplis observés dans le niveau noduleux (Fig. 106). Il s'agit vraisemblablement d'un pli de la phase 1, bien que le style isoclinal n'y soit pas reconnaissable sur le terrain.

En résumé, ce secteur me paraît être un exemple manifeste de *contact tectonique* (présence de cargneules à la base des marbres et traces de broyage observable à l'affleurement) *antérieur à la première phase de déformation*. Mais, au vu des lames minces, il est toujours possible de discuter l'importance de ce contact : *contact majeur ou simple jeu disharmonique local ?*

1.9. LA SAUVIRE, (SITE 1).

Les observations effectuées sur ce site sont dues à J-F. RAOULT et D. OBERT (Travaux en partie inédits), aussi on sera ici très bref. J-F. RAOULT (1980a) y voit une *succession stratigraphique normale* (sans contacts tectoniques apparents) constituée de bas en haut par un Carbonifère présumé riche en filons-couches, de minces quartzites permien, des calcaires et des brèches intraformationnelles du Trias. Ces faciès appartiendraient à la série décrite au Col de la Chiaupe.

2. CONCLUSIONS DE L'ETUDE DES CONTACTS CARBONATES - "CARBONIFERE" ET IMPLICATIONS TECTONIQUES.

Les observations précédentes et l'étude lithostratigraphique ont montré :

1) que l'ensemble des formations de Bellecôte apparaît dans le secteur étudié comme étant probablement *en série normale*, le Carbonifère présumé supportant un Permien peu épais (150 à 200 m conservés pour l'affleurement de Friburge) ; le tout est recouvert par la couverture carbonatée généralement attribuée au Trias. Cette dernière peut reposer directement sur le "Carbonifère". Bien qu'aucune discordance angulaire significative n'ait été observée à l'échelle locale, les masses carbonatées sont donc *discordantes (stratigraphiquement ou tectoniquement)* sur le substratum "permo-carbonifère".

A l'échelle de la présente carte, cela conduit à mettre en évidence entre les Chamossières, Le Morre et les affleurements du glacier du Cul du Nant (Pl. III.), les flancs d'une *antiforme d'axe N-S, déversée à l'Est*, dont le cœur carbonifère correspond à mon sens, au prolongement de celui de la Pointe des Chardes, décalé vers l'Ouest par l'accident WNW-ESE qui limite au Nord, le Permien de Friburge, lui-même en position synforme et discordant sur le Carbonifère présumé ;

2) que la présence, dans les contacts avec les carbonates, d'un mince horizon chargé en minéraux ferrugineux et parfois en minuscules tourmalines, pourrait être le résultat d'une ancienne altération superficielle précédant le dépôt des carbonates, alors considérés comme *transgressifs* (J-F. RAOULT, 1980a) ;

3) que les quartzites (werféniens ?) que l'on observe à la base des parois calcaires de la Roche de Blamont, forment des affleurements beaucoup trop discontinus et lenticulaires pour que l'on n'envisage pas une *origine tectonique* (écailles tectoniques, lambeaux de poussées par exemple). L'analyse des lames minces dans le niveau confirme d'ailleurs que les quartz pourraient avoir subi un *cisaillement à froid antérieur* à leur recristallisation granoblastique due aux effets du métamorphisme alpin ;

4) qu'en certains points, le contact des carbonates avec le substratum est manifestement *mécanique* ;

5) que ce contact, quelle que soit sa nature, est sans aucune ambiguïté *impliqué dans les deux phases de déformation* reconnues en Vanoise septentrionale ; il est donc *antérieur* à ces déformations.

* Discussion.

Au total, la couverture carbonatée de Bellecôte paraît d'après ce qui précède, tantôt solidaire stratigraphiquement de son substratum, tantôt décollée.

Malgré des observations précises du contact, le débat reste ouvert : faut-il interpréter la série carbonatée comme une série autochtone transgressive et discordante, pouvant localement avoir été secondairement décollée ; ou bien comme une masse charriée antérieurement à toutes les déformations alpines, le contact ayant alors été soulevé par les effets conjugués du métamorphisme et de la tectonique alpine ?

La surface restreinte du terrain d'étude ne permet pas de résoudre définitivement le problème. Il aurait fallu multiplier les observations sur toute la Vanoise.

Mais on peut chercher des points de comparaison avec d'autres secteurs des domaines internes alpins. Classiquement, la couverture secondaire et tertiaire du domaine briançonnais est considérée comme systématiquement décollée de son substratum, et parfois redoublée sur elle-même en petites unités superposées ("écaillés" ou "nappes" briançonnaises) se relayant sur de courtes distances ; le plan de décollement constant, responsable de la plupart de ces chevauchements étant formé par les schistes, cargneules et gypses du Werfénien supérieur (J. DEBELMAS, 1974).

En Vanoise occidentale par exemple, la position structurale de la couverture sur la série paléozoïque peu métamorphique de la zone houillère est d'après F. ELLENBERGER (1958), celle d'un vaste domaine charrié. Considérant l'ensemble du Pays de Vanoise, il remarque que tout se passe comme si les deux ensembles mésozoïques, à comportement tectonique souvent indépendant (à savoir les quartzites d'une part, et la "Série calcaire" - Anisien-Eocène - d'autre part) avaient été comme emportés par un "vent tectonique" soufflant de l'Est : le flanc est des dômes de socle est fortement dénudé (repos direct des Schistes lustrés sur le flanc est du massif d'Ambin, du Lias de la nappe de la Grande Motte sur celui du Massif de Chasseforêt) ; au contraire, ce matériel mésozoïque s'accumule sur le versant ouest "sous le vent" : redoublements et plis en cascades, notamment de quartzites. Le Trias moyen de la Croix de Verdon, en apparence en place sur la zone houillère, repose en situation pour une part inverse sur les quartzites. Aussi F. ELLENBERGER a-t-il adopté une position radicale ; pour lui, toute la couverture calcaire a été longuement trainée.

Cette interprétation générale peut-être nuancée.

En Vanoise méridionale, B. GOFFE (1982) constate au terme d'une étude pétrologique approfondie que la couverture carbonatée de Vanoise, médiane et occidentale, était au moins dans les premières phases du métamorphisme, solidaire du socle actuel de Vanoise méridionale, puis a en partie glissé sur la zone houillère.

Dans le massif d'Ambin, J. GOGUEL et P. LAFFITTE (1953) signalent que la couverture du Trias au Paléocène est restée en de nombreux points solidaire du substratum. Le Trias y est souvent réduit et repose sur les quartzites werféniens et des niveaux permien eux-mêmes d'épaisseur réduite (J.-M. CARON et M. GAY, 1977).

Dans la zone du Grand St Bernard, R. CABY (1968) considère que la couverture mésozoïque débutant avec les quartzites triasiques, est autochtone ou peu décollée.

Dans la partie la plus interne de la zone briançonnaise plus méridionale, c'est en général le Jurassique moyen ou supérieur qui vient en discordance jusque sur le socle stéphano-permien, en particulier dans la zone d'Acceglio (R. LEFEVRE et A. MICHARD, 1976 ; R. LEFEVRE, 1982). Les auteurs y voient le découpage en horsts et grabbens plus ou moins basculés sur la marge bordant le nouvel océan piémontais. P.-C. de Graciansky *et al.* (1979) notent que des mouvements prémonitoires du même type peuvent apparaître dès le Trias.

J.-F. RAOULT (1980a) envisage que la situation du Trias de Bellecôte est liée à ces distensions préliminaires qui auraient provoqué sur des panneaux limités l'érosion du Werfénien et d'une part plus ou moins importante du Permien. Les premières manifestations de l'instabilité de la marge seraient soulignées dans le Trias par l'existence de niveaux très riches en brèches, et localement transgressifs jusque sur le "Carbonifère". Les décollements et les disharmonies seraient des phénomènes secondaires négligeables à une certaine échelle (J.-F. RAOULT, 1980b).

Si les arguments en faveur d'une telle conception sont nombreux et se retrouvent sur l'ensemble des domaines internes, il n'en est pas moins vrai que le secteur de Bellecôte reste unique en son genre puisque c'est le seul secteur briançonnais où le Trias moyen (ou des niveaux plus récents !) repose au moins en certains points, directement sur le Paléozoïque. De plus, on n'y connaît pas encore de niveaux carbonatés à galets paléozoïques, niveaux qui devraient exister au moins localement. J.-F. RAOULT reconnaît qu'il existe là une difficulté mais ne propose aucune explication (1980b).

Si l'on envisage l'allochtonie (ou la parautochtonie) des masses carbonatées de la Vanoise septentrionale antérieurement aux phases de déformation, il faut expliquer l'apparence non tectonique actuelle du contact en de nombreux points. Les effets conjugués de la tectonique et du métamorphisme alpins peuvent l'avoir cacheté. Pour expliquer ceci, on pourrait aussi invoquer l'avancée et la surcharge de Schistes lustrés, déjà responsables selon J-F. RAOULT (1980b) de l'apparition (en plusieurs étapes ?) des plis symmétamorphiques de style pennique de la première phase de déformation dans les socles et les couvertures de la Vanoise.

Une telle conception serait nécessairement applicable à tous les contacts séparant les différentes unités lithologiques ; ce qui inévitablement conduirait à suspecter des contacts anormaux partout. Mais, en ce qui concerne la base des masses carbonatées de la Vanoise septentrionale, on ne peut nier l'existence locale de décollements et disharmonies ; ce qui apparaît comme un argument en faveur d'un déplacement de cette unité lithologique, fût-ce sur de faibles distances.

INTERPRÉTATION GÉNÉRALE DU MASSIF DE BELLECÔTE (COUPES TECTONIQUES EN ANNEXES).

Je considère avec J-F. RAOULT (1980b), que le massif de Bellecôte est formé par la superposition de deux séries synchrones de faciès voisins, la série de la Roche de Mio (ou série de Mio) et la série de Bellecôte, comprenant un "Permo-Carbonifère" et une couverture carbonatée (le doute subsistant pour cette dernière quant à ses relations avec son substratum "permo-carbonifère"). Les séries de Mio et de Bellecôte apparaissent actuellement en position normale, mais on peut concevoir l'ensemble comme un vaste pli couché à vergence nord dont le flanc inverse, correspondant à la série de la Roche de Mio, aurait subi un renversement tardif secondaire (le remettant à l'endroit). Le pli couché envisagé appartient selon J-F. RAOULT (1980b) à la phase alpine précoce de plissement isoclinal symmétamorphique. Il est repris par les déversements à l'Est de la deuxième phase alpine (plis d'axes NNE-SSW déversés vers l'Est ou le Sud-Est, à schistosité de crénulation = plis III de J-M. CARON, 1974). Cette phase serait responsable du renversement à rebours de la série de la Roche de Mio en position normale. Elle se manifesterait dans le plan axial du pli couché précoce par un contact anormal à vergence Est, visible au Col de la Chiaupe et au Morre (cf. Schéma structural, Pl.III).

On retrouve donc par certains côtés l'interprétation de F. ELLENBERGER (1958) et F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967), c'est à dire celle de "pli couché de Bellecôte".

La série de Bellecôte étant ici considérée comme une série normale, le Permien de Friburge, stratigraphiquement lié au Carbonifère présumé de Bellecôte, apparaît former le cœur d'une synforme déversée à l'Est et limitée au Nord par une faille ENE-WSW.

L'ensemble de ces structures devraient pouvoir être étendu à l'ensemble de la Vanoise septentrionale. J-F. RAOULT (1980b) montre, qu'en annulant approximativement les déversements tardifs à l'Est, les couches de la Roche de Mio se retrouvent dans une série inverse qui se raccorde vers le SE à celle de l'Epéna également renversée. Au NE, dans le massif du Mont-Pourri, on connaît encore très mal les relations entre les différentes unités lithologiques, ainsi qu'avec le massif de Bellecôte.

Dans le contexte général des domaines internes, des plis symmétamorphiques de la phase précoce seraient connus au Nord même du Mont-Pourri, dans la zone houillère (pli transverse du Col du Mont à la Pointe d'Archébois, Fig. 65.), plus au Nord encore, dans l'unité du Petit St Bernard (Schistes du Versoyen) et dans les unités Valaisannes (P. ANTOINE, 1972 ; J. ANDRIEUX et J-P. LANCELOT, 1980 ; S. FUDRAL, 1980).

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

CONCLUSIONS.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

Parvenus au terme de ce travail, il convient de récapituler les faits acquis et les hypothèses et interprétations envisagées à partir de ces faits.

1. LES FAITS.

Au registre des faits, il apparaît que :

1. le *Permien* reconnu sur le terrain ici étudié (*Permien* de Friburge) repose stratigraphiquement *en discordance cartographique* sur un *substratum métasédimentaire monométamorphique d'âge inconnu* mais présumé carbonifère jusqu'à nouvel ordre (1^{ère} et 4^{ème} parties) ;
2. les masses carbonatées *mésozoïques* reposent soit sur ce *Permien* peu épais (la Sauvire, les Chamossières), soit directement sur le *Carbonifère* présumé (le Morre, les Echines, la Roche de Blamont, le Glacier du Cul du Nant) ; elles sont donc *discordantes, stratigraphiquement et/ou tectoniquement*, sur le substratum "*permo-carbonifère*" (1^{ère} et 5^{ème} parties) ;
3. les *contacts* entre les unités lithologiques sont affectés par *toutes* les déformations alpines et *rien* que par elles ; ceci vaut en particulier pour le *contact de base des masses mésozoïques*, ce qui démontre formellement que dans l'hypothèse du *trainage* proposée par F. ELLENBERGER (1958, repris par lui et P. SALIOT, 1967) de ces masses sur le socle "*raboté*" de Vanoise, ce *trainage doit avoir nécessairement précédé la phase des plis alpins initiaux P₁* (5^{ème} partie) ;
4. cette phase de plissement précoce (*phase 1*) n'est observable sur le secteur étudié, qu'à l'échelle mésoscopique ; elle y est caractérisée par des plis intrafoliaux synschisteux, isoclinaux ; aucun pli d'échelle cartographiable n'affecte les contacts d'unités lithologiques distinctes ; elle développerait ailleurs à l'échelle mégascopique (F.

ELLENBERGER, 1958), de grands plis couchés en biseaux isoclinaux, d'axes E-W ou ENE-WSW à vergence NNW ou SSE (phase des plis I de R. CABY, 1973) (5ème partie) ;

5. il se surimpose à la phase 1, des déformations plus tardives ici déversées vers le SE ou le SSE, qui localement, peuvent présenter deux orientations privilégiées (5ème partie) :

- l'une (phase 2a ou phase de Laisonnay) a des axes généralement sub-horizontaux NNE-SSW ;

- l'autre (phase 2b ou phase de Friburge) présente des directions d'axes (eux aussi subhorizontaux) ENE-WSW ; c'est cette dernière phase que l'on observe en général, la coexistence des deux phases a et b étant rare ;

6. la distinction (déjà notée par J-F. RAOULT, 1980b) sur le secteur étudié, de deux séries métasédimentaires prépermienne analogues est confirmée par les données géochimiques (2ème partie) :

- l'une, la série de Bellecôte de J-F. RAOULT, est caractérisée par la nature sodique - hypocalcique de ces sédiments et par leur déficit en strontium ; ces particularités peuvent être attribuées à un remaniement chimique en milieu ouvert de la phase feldspathique ;

- l'autre, la série de Mio de J-F. RAOULT également, montre les signes d'une différenciation paléogéographique au sein du bassin ; elle présente en effet des caractères plus alumino-potassiques (dans les schistes) et plus ferro-magnésiens (dans les schistes et les grès) ; c'est également la série la plus calcique ;

dans les deux séries, mais surtout celle de Bellecôte, la ségrégation des phases minéralogiques (y compris les minéraux lourds) et dimensionnelles lors de la sédimentation est très faible ; à cet égard, on peut parler de dépôts de type grauwackeux ; mais on n'observe aucun granoclasement ; on peut y voir les marques de dépôts par courants de densité dans un bassin confiné à talus bordiers raides ;

7. dans cet encaissant métasédimentaire, on observe un complexe magmatique dont l'analyse géochimique (2ème partie) conduit à souligner les caractères tholéitiques ; il convient cependant de noter l'opposition d'évolution pétrogénétique et de gisement entre deux classes de métadérivés magmatiques :

a. des sills probables à caractères de tholéites intraplaques ;

b. un cortège basique (association de type OFT - IAT) différencié à partir d'un magma tholéitique et constitué d'une part de termes grenus (leucogabbros, gabbros, ferrogabbros), dont certains sont d'origine cumulative (termes pratiquement anorthositiques), et d'autre part de laves (actuellement sous forme de prasinites schisteuses) ; ces dernières montrent en outre des intercalations de niveaux de quartz-kéralophy-

res, actuellement sous forme de quartzites feldspathiques et de gneiss clairs, auxquels s'ajoutent localement des quartzites chimiquement purs ;

8. un dépouillement comparatif portant sur les metabasites et métasédiments prépermien de l'ensemble du domaine Briançonnais (interne et externe) montre que :

a. les roches du secteur étudié, tant d'origine sédimentaire que magmatique n'ont pas de parenté géochimique avec celles du Houiller externe ;

b. par contre, on note des ressemblances géochimiques (surtout fortes pour les metabasites) avec le matériel antépermien de Vanoise méridionale et d'Ambin ; ces homologues valent aussi pour les metabasites de la série supérieure du Rutor ;

9. les résultats obtenus à partir de la méthode typologique du zircon (3ème partie) :

a. confirment par leur absence dans les metabasites, les résultats géochimiques ;

b. conduisent à mettre en évidence dans le Prépermien métasédimentaire, des populations de zircons typiquement issues de roches cristallines acides calco-alcalines ; les termes schisteux témoignent en outre d'apports supplémentaires distincts issus de roches métamorphiques migmatitiques ou anatectiques ;

c. indiquent dans le Permien, également une dualité d'apports ; l'ensemble contient des zircons provenant de roches cristallines acides, et de plus dans les schistes, on observe des zircons issus de roches volcaniques ;

10. le chronomètre zircon par traces de fission fournit, dans les roches du Carbonifère présumé du terrain d'étude, un âge de 163 MA ; ce résultat paraît indiquer que ces roches n'ont ultérieurement à cette date, enregistré aucun événement thermique de plus de 250°C ± 50°C, pendant une durée minimale de 1 MA ;

2. LES INTERPRETATIONS.

Les interprétations de ces données sont grévées d'une part inévitable de subjectivité. C'est pourquoi, leur caractère hypothétique est partout sous-entendu dans le texte ci-dessous.

Parmi les principales interprétations envisagées dans ce travail, on retiendra que :

1. le Permien de Friburge, de par les observations lithostratigraphiques, tectoniques et microtectoniques (1ère et 5ème parties) appartient d'après les présentes recherches à une *série stratigraphique en position tectonique normale* ;

2. les *relations des masses mésozoïques avec le substratum "permo-carbonifère"* restent, dans le secteur étudié, interprétables selon deux hypothèses (5ème partie) :

a. *discordance stratigraphique* avec possibilité de phénomènes disharmoniques et/ou d'écaillages tardifs,

b. *discordance tectonique systématique anté-déformations alpines* ;

la première hypothèse permet assez mal de comprendre la situation des petits niveaux de quartzites (werféniens ?) coïncés de façon lenticulaire et discontinuë dans le contact ; elle fait en outre, de la Vanoise septentrionale, un point singulier dans la paléogéographie du Trias de l'ensemble de la zone briançonnaise des Alpes ; de plus, il n'est pas certain que ces masses mésozoïques soient partout exclusivement triasiques ;

la seconde hypothèse implique que le contact, là où il paraît indemne de tout broyage, a été modifié par les effets conjugués des déformations et du métamorphisme alpins ; elle implique aussi de suspecter des contacts anormaux entre toutes les séries lithologiques présentant un aspect de continuité ;

les deux hypothèses se heurtent donc à des difficultés et on ne tranchera pas, dans le présent travail, en faveur de l'une d'elles ;

3. le *site géotectonique* dans lequel les *complexes basiques* du type Sauvire ont pris naissance, est de type *médiocéanique* ; cette interprétation s'appuie (2ème partie) :

a. sur *l'abondance des niveaux de quartz-kératophyres* intercalés dans les laves basiques (prasinites schisteuses), en association avec des niveaux de *quartzites purs (métajaspes ?)*, ceux-ci étant totalement absents dans les métasédiments ;

b. sur des *arguments chimiques encore insuffisants mais significatifs* (présence de IAT dans ces complexes, alors que ce type de tholéiites pauvres en titane est absent dans les complexes stratifiés intra-continentaux ; absence de différenciation des tholéiites en filons-couches) ; ces complexes stratifiés accompagnés localement de termes ultrabasiques s'apparenteraient alors à des *lambeaux d'une série ophiolitique* ; dans cette hypothèse, il faut faire intervenir pour la mise en place de ces

lambeaux une phase tectonique prépermienne d'âge indéterminé (calédonovarisque ?), qui, cependant, ne s'accompagnerait pas de déformations visibles actuellement dans le matériel enveloppant ;

4. en ce qui concerne *le matériel métasédimentaire* (des deux séries de Mio et de Bellecôte), la sédimentologie (absence déjà mentionnée de ségrégation) et la géochimie (dominante ferro-magnésienne et sodique, avec enrichissement nécessaire ultérieur en quartz et perte de calcium) proposent le schéma *du remaniement d'une série volcanique à composition relativement basique (andési-dacitique)*, ce remaniement semblant réduit à un démantèlement presque sur place de l'édifice volcanique source (les seules modifications intervenant dans le milieu de sédimentation sont marquées par l'apparition des horizons charbonneux) (2ème partie) ;

l'édifice source ne peut être recherché dans les volcanites tholéiitiques (filons-couches) vraisemblablement intrusives dans la série métasédimentaire, ni dans l'association metabasaltites - gabbros de type Sauvire (cela nécessiterait une surrection et une érosion continentale intense) ; une dernière hypothèse pourrait être envisageable : celle du remaniement d'une série calco-alcaline de type briançonnais externe ; reste alors cependant, à concilier cette hypothèse avec les données fournies par les zircons ;

5. quant à *l'âge du substratum prépermien de cette série*, on est partagé entre trois hypothèses :

a. un âge *namuro-stéphanien*,

b. un âge *anté-namurien et néanmoins pré-paroxysme hercynien*,

c. *ou les deux* ;

cette dernière hypothèse a contre elle qu'aucun auteur n'a, jusqu'ici, observé cette dualité dans la Vanoise ; de plus, le matériel ne paraissant pas avoir subi de structuration avant l'orogénèse alpine et divers arguments éloignant cette série du Houiller namuro-stéphanien de la zone externe voisine, notamment le type de sédimentation détritique (2ème partie), on posera donc comme plus plausible l'hypothèse b ;

par élimination, un âge dinantien devient possible (on sait que dans certaines régions du NE du Massif Central français, le Dévonien supérieur et le Dinantien sont transgressifs sur le matériel proprement calédonien et souvent peu modifiés par les phases postumes.

BIBLIOGRAPHIE.

- AINARDI J-L., 1976 : Le Permo-Trias épimétamorphique de la région de la Plagne-Champagne en Vanoise (Alpes occidentales françaises). Caractères pétrographiques et géochimiques des minéralisations uranifères et de leur environnement. Thèse IIIème cycle, Nancy. 133p.
- ALPER A. & POLDERVAART A., 1957 : Zircons from the Animas stock and associated rocks, New Mexico. *Econ. Geol.*, 52, 8, 952-971.
- ANTOINE P., 1972 : Le domaine pennique externe entre Bourg-St-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse. (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarentaise). *Géol. alpine*, 48, 5-40.
- ANTOINE P., BARBIER R. & COLLARD J., 1972 : Sur la présence de faciès volcano-sédimentaires à la base des Schistes lustrés de la Bagnaz (zone des brèches de Tarentaise, Savoie). *Géol. alpine*, 48, 41-47.
- ANDRIEUX J., LANCELOT J-C., 1980 : Les plis "transverses" dans la zone des Brèches de Tarentaise. *C.R. Acad. Sci., Paris, (D)*, 290, 15, 1059-1061.
- ARTHAUD F. & MATTE P., 1977 : Late paleozoic strike slip in southern Europ and northern Africa : result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 88, 1305-1320.
- BARD J-P. 1980 : Microstructures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson ed., Paris, 192 p.
- BEBIEN J., 1973 : Géochimie des roches volcaniques océaniques : comparaison des volcanismes actuels et ophiolitiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276, 3111-3114.
- BEBIEN J. & GAGNY C., 1978 : Le plutonisme viséen des Vosges méridionales : un nouvel exemple de combinaison magmatique entre roches tholéiitiques et calco-alcalines. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 269, (D), 1045-1048.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D. & OHNENSTETTER M., 1979 : Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites - application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 1874-1882.
- BECQ-GIRAUDON J-F., 1983 : Un modèle du bassin carbonifère européen? Les bassins houillers actuels d'Indonésie. *Géochronique*, n°2, 11-14.
- BELLON H., ELLENBERGER F. & MAURY R., 1974 : Sur le rajeunissement de l'illite des pélites saxoniennes du Bassin de Lodève. *C.R.Acad. Sci., Paris, (D)*, 278, 413-415.

- BERTRAND M., 1894 : Structure des Alpes françaises et récurrences de certains faciès sédimentaires. Congrès Géol. international, Zurich, (6), 163-177.
- BERTRAND M., 1894 : Etude dans les Alpes françaises (Structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphiques). Bull. Soc. Géol. Fr., (3), 22, 69-118.
- BERTRAND M., 1894 : Etude dans les Alpes françaises (Schistes lustrés de la zone centrale). Bull. Soc. Géol. Fr., (3), 22; 119-162.
- BLATT H., MIDDLETON G. & MURRAY R., 1972 : Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall ed., 607 p.
- BIXEL F. & VINCENT P.-M., 1980 : Le pic du Midi d'Ossau : un "cauldron" calco-alcalin stéphano-permien dans la chaîne des Pyrénées. 8è R.A.S.T., p 44.
- BOCQUET J., 1974 : Etude minéralogique et pétrologique sur le métamorphisme d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse, Sci., Université scientifique et médicale de Grenoble, 489 p.
- BOUSSAC J., 1913 : Sur la constitution géologique de la Haute Tarentaise. C.R. Acad. Sci., Paris, (D), 157, 658-660.
- BROUDOUX B., 1982 : Le secteur du Mont Bochor en Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). Mémoire D.E.A., Lille, 51 p.
- BULLARD E.C., EVERETT I.F. & SCMITH A.G., 1965 : The fit of the continents around the Atlantic. Phil. Trans R. Soc., 251, (A), 41-51.
- CABY R., 1968 : Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structurales de la zone du Grand Saint Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). Trav. Labo. géol. Fac. Sci. Grenoble, 44, 95-111.
- CABY R., 1973 : Les plis transversaux dans les Alpes occidentales - Implications pour la genèse de la chaîne alpine. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 15, 624-634.
- CARON J.-M., 1973 : Les glissements synschisteux, reflets dans les schistes lustrés de mouvements de socle ? (exemple dans les Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie). Géol. alpine, t. 50, 45-55.
- CARPENA J., 1980-1981 : Ages par la méthode des traces de fission de l'uranium en Montagne Noire : son histoire thermique posthercynienne. Bull. B.R.G.M., (II), I, n°4, 245-255.
- CORNELIUS H.-P., 1930 : Zur Frage des Beziehungen von Metamorphose und Tectonik in den französischen Alpen. Mitt. geol. Ges., Wien, 23, 142-151.

- CORTESOGNO L., VANOSSI M. & VANNUCCI R., 1983 : Possible pre-alpine evolution of the pre-mesozoic basement in the inner ligurian briançonnais (Maritime Alps). Terra Cognita, III, 2-3, 196.
- DAMBRINE Ph. & LANGANEY C., 1979 : Etude géologique et géologique du Massif de Vanoise méridionale (Savoie). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris Sud Orsay. 260 p. 2 pl. 1 carte.
- DEBELMAS J., 1955 : Les zones sub-briançonnaise et briançonnaise occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 172 p.
- DEBELMAS J., 1974 : Géologie de la France. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Douin ed., Paris, II, 244 p.
- DEBELMAS J., 1982 : Alpes de Savoie. Masson ed., Guides géol. régionaux, 182 p.
- EGIN D., HIRST D.M. & PHILLIPS R., (1979) : The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the northern Harsit River Area, Pontid volcanic province, northeast Turkey. Journ. of Volcanology and Geothermal Research, 6, 105-123.
- ELLENBERGER F., 1952a : Les rapports de la zone houillère et de la zone Vanoise-Mont Pourri avec le massif du Rutor. C.R.somm. Bull. Soc. géol. Fr., 29-31.
- ELLENBERGER F., 1958 : Etude géologique du Pays de Vanoise. Mémoire expl. carte géol. France, 560 p, 42 pl., 8 panoramas.
- ELLENBERGER F., 1960 : Sur une paragenèse à glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute Maurienne (Savoie). Bull. Soc. Géol. Fr., (VII), 2, 190-194.
- ELLENBERGER F., 1963 : Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée (en coll. avec R. BARBIER, J.-P. BLOCH, J. DEBELMAS et al.). In "Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot", II, Mem. h. s., Soc. Géol. Fr., 1960-1963, 331-377.
- ELLENBERGER F., 1963 : La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. In "Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot", II, Mém. h.s., Soc. géol. Fr., 383-393.
- ELLENBERGER F., 1965 : Le Permien du Pays de Vanoise. Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa, Soc. Toscana di Scienze naturali. 170-211.
- ELLENBERGER F. & 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, (D), 264, 1569-1571.
- ELLENBERGER F. & RAOULT J.-F., 1979 : Les enseignements géologiques des Rochers de la Loze à Pralognan (Massif de la Vanoise, Savoie). Travaux scient. du Parc Nat. de la Vanoise, X, 37-69.

- ETERADOSSI O., 1983 : Les roches vertes orthodérivées du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes) : pétrographie et géochimie. D.E.A. Grenoble. 82 p.
- FABRE J., 1961 : Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Mém. B.R.G.M., 2, 315 p.
- FABRE J. & FEYS R., 1965 : 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. Toscana di Scienze naturali, Pisa, 143-169.
- FEYS R., 1957 : Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes Alpes). Mém. B.R.G.M., 6, 165 p.
- FUDRAL S., 1980 : Une nouvelle interprétation de l'unité de Salins (zone des brèches de Tarentaise) au N.W de Bourg St Maurice (Savoie). Conséquences structurales. C. R. Acad. Sci., Paris, (D), 290, 1330-1332.
- GAY M., 1970 : Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique antéalpine. Bull. B.R.G.M., (1), 3, 5-81.
- GAY M., 1972 : Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. Arch. Sci., Genève, 25, 1, 5-100.
- GAY M., 1972 : Le massif d'Ambin et son cadre des Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution structurale. Arch. Sci., Genève, 25, 2, 165-214.
- GIGNOUX M., 1923 : Au sujet de la tectonique de la "formation de Suzette". B.S.G.F., (4), 23, 539-540.
- GIGNOUX M., 1929 : Les problèmes géologiques de la région Vanoise Mont-Pourri (Savoie). Trav. lab. géol. Fac. Sci. Grenoble, XV, Fasc. 1.
- GIGNOUX M. & MORET L., 1938 : Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. géol. Grenoble.
- GIGNOUX M. & MORET L., 1930 : Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. Trav. lab. géol. Fac. Sci., Grenoble, 124 p.
- GIROD M. & al., 1978 : Les roches volcaniques. Pétrographie et cadre structural. Doin ed. Paris, 239 p.
- GOGUEL J., 1963 : L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 5, 3, 20-33.
- GOGUEL J. & LAFFITTE P., 1952 : Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. Bull. Soc. géol. Fr., (6), 2, 575-595.

- GOFFE B., 1975 : Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris Sud Orsay, 190 p.
- GOFFE B., 1982 : Définition de faciès à Fe.Mg Carpholite - Chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse Sci., Orsay, 212 p.
- GRACIANSKY P-C. de et al., 1979 : Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 663-674.
- GUILLOT F., 1982 : La vallée du Ponturin (Vanoise septentrionale, Alpes françaises). Mémoire D.E.A., Lille, 39 p.
- GUITARD G. & SALIOT P., 1971 : Sur les paragenèses à pumpellyite et lawsonite dans les Alpes de Savoie. Bull. Soc. fr. Mineral. Cristall., 94, 5-6, 507-523.
- HAUG E., 1925 : Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., (4), 25, 97.
- HIRSCHBERG A. & WINKLER H-G., 1968 : In WINKLER 1974.
- HOPPE G., 1962 : Phénomènes morphologiques observés sur des zircons accessoires et qui es prêtent à des interprétations pétrogénétiques. N. Jahrb. Mineral. Abh. 98, 35-50, traduction S.I.G., 4246.
- KILLIAN W., 1905 : Nouvelles observations sur les Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr., (4), 5, 859-851.
- La ROCHE H. de, 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, (D), 267, 39-42.
- La ROCHE H. de, 1972 : Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sci. de la Terre, Nancy, XVII, 1-2, 31-42.
- La ROCHE H. de & LETERRIER J., 1973 : Transposition du tétraèdre de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C.R.Acad. Sci. Paris, (D), 276, 3115-3118.
- La ROCHE H. de, AUTRAN A., CHANTRAINE J. & MOINE B., 1974 : Etude géochimique associées à la cartographie géologique : essai de reconstitution des séries antémétamorphiques dans le domaine des feuilles à 1/50 000 Bourgneuf et Ambazac (Massif Central français). Bull. B.R.G.M., (II), IV, n°2, 109-124.

- LARSEN L.H. & POLDERVAART A., 1957 : Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin. *Min. Mag.*, 31, 544-564.
- LEFEVRE C., 1979 : Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel (zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites). Thèse doctorat ès Sciences, Montpellier. 555 p.
- LEFEVRE R., 1982 : Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. Thèses doctorat ès sciences, Univ. Paris Sud, 435 p.
- LEFEVRE R. & MICHARD A., 1976 : Les nappes briançonnaises internes et ultra-briançonnaises de la bande d'Accéglia (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite.
- LEONARDI P., 1959 : Le dolomiti. *Geologia dei Monti Tra Isarco et Piave*. A cura del consiglio nazionale delle ricerche e della giunta provinciale di Trento. 47-64.
- LORENTZ V. & NICHOLLS I.A., 1976 : The permocarboniferous basin and range province of Europ. And application of plate tectonics. In the *Continental Permian in Central West and South Europ.* H. Falke edit.
- LORY CH., 1881 : Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), 9, 652-679.
- LORY Ch., 1886 : Sur les variations du Trias dans les Alpes de Savoie et spécialement dans le massif de la Vanoise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 15, 40-48.
- MERIAUX O., 1933 : Rapport pour le Parc national de la Vanoise.
- MIYASHIRO A., 1974 : Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- MICHEL R., 1953 : Les schistes cristallins du massif du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sci. de la Terre*, Nancy, n°1, 287 p.
- MICHEL R., 1956 : Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R.Somm. Soc.géol.fr.*, 121-123.
- MOINE B., 1972 : Etude chimique des séries de roches supracrustales du Télémark (Précambrien du Sud de la Norvège). *Sci. de la Terre*, Nancy, XVII, 1-2, 47-79.
- MOINE B., 1974 : Etude chimique d'une série détritique : les Sparagmites de Norvège du Sud, région du lac Mjøsa. 2è R.A.S.T.

- MOINE B., 1974 : Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région d'Ambatofinandrahana). Approche structurale, pétrographique et spécialement géochimique. *Annales de E.N.S.G.*, Mémoire n° 31, 281 p.
- MOINE B., 1981 : Geochemistry of evaporites bearing series : tentative for identifications. *Contribution Min. Petrol.*, 76, 401-412.
- MORRE N. & THIEBAUT J., 1964 : Constitution de quelques roches volcaniques permienne de la Sierra del Cadi (Pyrénées catalanes). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), VI, 389-396.
- NITSCH K-H., 1971 : Stabilitätsbeziehungen von prehnit- und pumpellyit- haltigen Paragenesen. *Contr. Miner. Petrol.*, 30, 340-360.
- ODIN G.S., 1982 : Echelle numérique des temps calédoniens et hercyniens. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294.
- OHNESTETTER D., OHNESTETTER M., PAUPY A. & ROCCI G., 1979 : La diversité des ophiolites : importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. Mémoire du B.R.G.M. n° 97, 47-61.
- PEARCE J.A., 1975 : Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- PEARCE J.A., 1980 : Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. 261-270.
- PEARCE T.H., GORMAN B.E. & BIRKETT T.C., 1975 : The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram : a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 24, 419-426.
- PIANTONE P., 1980 : Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie. Thèse IIIème cycle, Grenoble. 214p.
- PIDGEON R.T. & AFTALION M., 1978 : Inherited zircon U-Pb systems as indicators of granite source rocks in the British Caledonides. *Isotope geology*.
- PLOQUIN A., 1980 : Etude géochimique et pétrographique du complexe de gneiss, migmatites et granite du Télémark Aust Agder (Précambrien de Norvège du Sud). Sa place dans l'ensemble épizonal à catazonal profond du Haut Télémark au Bamble. Mémoire Sci. de la Terre, Nancy, n° 38.
- POLDERVAART A., 1950 : Statistical studies of zircon as a criterion in granitisation. *Nature*, V. 574-575.
- POWEL D., TREAGUS J-E., 1970 : *Mineral. Mag.*, 37, 801.

- PUPIN J-P., 1976 : Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Sci., Nice, 394 p.
- PUPIN J-P., 1980 : Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol., 73, 207-220.
- PUPIN J-P., 1981 : Un type de zonalité magmatique dans la chaîne varisque d'Europe occidentale : les granites hercyniens du Massif Central français. C. R. Acad. Sci., Paris, II, 293, 597-600.
- PUPIN J-P. & TURCO G., : 1972 a : Une typologie originale du zircon accessoire. Bull. Soc. fr. Min. Cristall., 95, 348-359.
- PUPIN J-P. & TURCO G., 1972 b : Le zircon accessoire en géothermie. C.R.Acad.Sci., Paris, (D), 274, 2121-2124.
- PUPIN J-P. & TURCO G., 1975 : Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. Pétrologie, 1, n°2, 139-156.
- PUPIN J-P. & TURCO G., 1981 : Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes. Bull. Minéral., 104, 724-731.
- PUPIN J-P., BONIN B., TESSIER M. & TURCO G., 1978 : Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoïdes. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 20, 5, 721-725.
- RAGUIN E., 1925a : Nouvelles observations sur la région des Alpes françaises comprises entre Modane et Tignes. Bord de la Vanoise et des Schistes lustrés. Bull. Soc. Géol. Fr., (4), 25, 703-727.
- RAGUIN E., 1925b : Découverte d'une faune de Foraminifères très probablement crétacées dans les calcaires hautement métamorphique du Vallon de Pâquier, près de la Grande-Motte (Savoie). C.R.Acad.Sci Paris, 181, 727-728.
- RAGUIN E., 1927 : A propos du Mont-Pourri (Alpes de Savoie). Bull. Soc. géol. Fr., (4), 27, 401-404.
- RAGUIN E., 1930 : Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). Mém. Serv. Carte géol. Fr., 108 p., 7 pl.
- RAGUIN E., 1931a : Notice explicative de la feuille Lans-Le-Bourg. 47 p.
- RAGUIN E., 1931b : A propos du Trias briançonnais. C.R. somm. Soc. Géol. Fr.
- RAOULT J-F., 1980 : Le Trias transgressif de Bellecôte en Vanoise ; implications tectoniques (Alpes, France). C.R. Acad. Sci. Paris, 291, (D), 47-50.

- RAOULT J-F., 1980 : Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys., 22, (4-5).
- RICOUR J., 1951 : Note préliminaire sur la flore du Trias de la Vanoise (Savoie). C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 151.d
- RICOUR J., 1952 : A propos de la chaîne vindélicienne. C.R.somm. Soc. Géol. Fr., 242.
- ROSENFELD J-L., 1970 : Geol. Soc. Am., Sp, Pap. 129.
- ROUTHIER et al, 1978 : La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane. Mémoire B.R.G.M. n°94.
- SALLOT P., 1973 : Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. C.R.Acad.Sci., Paris, (D), 276, 3081-3084.
- SALLOT P., 1978 : Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Sci., Univ. Paris Sud Orsay, 183 p.
- SCHADE J., 1983 : Le synclinal de St Martin de Belleville et son Permien uranifère (zone houillère briançonnaise - Alpes de Savoie). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 250 p.
- SCHOLTZ C.H., BARAZANGI M. & SBAR M., 1971 : Late cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialc interarc Basin. Geol. Soc. of Am. Bull. 82, 2979-2990.
- SHERVAIS J.W., 1982 : Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Plan. Sci. Letters, 59, 101-118.
- STAUB R., 1942 : Uber des Bau des Zone du Combin der Walliser Alpen. Ecl. geol. Helv., vol. 35, n°2.
- TERMIER P., 1891 : Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). Bull. Soc. géol. Fr., (2), 367-509.
- TERMIER P., 1907 : Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation tectonique des Alpes franco-italiennes. Bull. Soc. géol. Fr., (4), 7, 174-190.
- TERMIER P., 1927b : Que la série cristallophyllienne de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie) est bien d'âge permien ou Carbonifère. C.R.Acad.Sci., Paris, (1), 187, 641-645.
- TERMIER P., 1927c : Sur le problème tectonique de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie). C.R.Acad.Sci., Paris, (1), 184, 717-721.
- TERMIER P., 1927d : Que l'ensemble de la Vanoise et du Mont Pourri dans les Alpes de Savoie n'est pas séparable de la nappe du Briançonnais. C.R.Acad.Sci., Paris, (), 185, 1548-1552.

- TERMIER P., 1930 : Discours de P. TERMIER le 30 Juin (Centenaire de la S.G.F.). Bull. Soc. Geol. Fr., (4), 30, 1168-1179.
- TRICARD P., 1973 : Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France). Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 193 p.
- TRICART P., 1980 : Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse doctorat ès sciences, Strasbourg, 407 p.
- TRUMPY R., 1980 : Introduction à la géologie de la Suisse, 26ème Congrès géologique international, Paris. G 10. 104p.
- VALLET J-M., 1950 : Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Héremence (Valais). Bull. Suisse de Min. et Pétr., 30, 323-476.
- VELLUTINI P., 1977 : Le magmatisme permien de Corse du Nord-Ouest. Thèse doctorat ès Sciences, Marseille.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A., 1977 : Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology, 20, 325-343.
- ZACCAGNA, 1887 : Sulle geologia delle Alpi occidentali. Bull. R. com. geol., 11-12, Roma, 1888, 346-417.

ANNEXES.

* Série de Mio.

- 81.138 Grès verdâtre schisteux à litage pluricentimétrique ; les Côtes Vertes. Coordonnées X= 5035 Y= 324,2 Z= 2130. Site 9
- 82.39 Schiste gris ; les gorges de la Pontille (amont du Plan des Mains). Coordonnées X= 5036,6 Y= 321,1 Z= 1430. Site 9
- 82.40 Schiste vert ; les gorges de la Pontille (amont du Plan des Mains). Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,2 Z= 1435. Site 9
- 82.41 Grès vert quartzaux ; les gorges de la Pontille (amont du Plan des Mains). Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,2 Z= 1435. Site 9
- 82.43 Grès à mouches millimétriques noires, finement lité ; amont des gorges de la Pontille. Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,3 Z= 1440. Site 9
- 82.44 Grès gris à patine verdâtre ; amont des gorges de la Pontille . Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,3 Z= 1440. Site 9
- 82.46 Schiste noir ; amont des gorges de la Pontille. Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,3 Z= 1450. Site 9
- 82.47 Schiste verdâtre ; amont des gorges de la Pontille. Coordonnées X=5036,7 Y= 321,3 Z= 1450. Site 9
- 82.49 Schiste gris chloriteux ; entrée de l'amont des gorges de la Pontille. Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,4 Z= 1460. Site 9

* Série du Ponturin.

- G.82.115 Gneiss leucocrate très schistosé légèrement vert associé à la roche verte G.82.116 dans les interlits millimétriques ; chemin du lac de la plagne (chalets des gardes). Coordonnées X= 5042,4 Y= 330,8 Z= 2100. Site 10
- G.82.119 "Quartzite" très feldspathique schistosée verdâtre, peu micacé ; chemin du lac de la plagne . Coordonnées X= 5042,4 Y= 330,8 Z= 2100. Site 10
- G.82.121 Gneiss leucocrate feuilleté, micacé, aspect de mélange ; chemin du lac de la plagne . Coordonnées X= 5042,4 Y= 330,8 Z= 2100. Site 10
- G.82.125 Quartzite blanc ; Le Mant-Benin. Site 11
- G.82.127 Schiste ; Le Mant-Benin. Site 11
- G.82.128 Schiste ; Le Mant-Benin. Site 11
- G.82.134 Schiste ; Le Mant-Benin. Site 11

LISTE ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS ANALYSES DANS CETTE ETUDE
(Moutiers 3-4 1/25 000 ; Coordonnées UTM 32)

METASEDIMENTS.

* Série de Bellecôte .

- 80.37 Schiste très finement rubané, gris sombre à noir ; Crête des Echines. Coordonnées : X= 5034,8 Y= 328,3 Z= 2400. Site 1
- 80.96 Grauwacke à galets mous schisteux noirs ; Le Laisonnay. Coordonnées : X= 5035 Y= 327 Z= 1560. Site 2
- 80.109 Schiste à trabécules sombres, peu fissile ; Les Chardes. Coordonnées : X= 5037,55 Y= 326,85 Z= 2840. Site 3
- 81.10 Schiste noir finement rubané, micacé ; Chemin du Tovet. Coordonnées : X= 5036,9 Y= 322,8 Z= 1705. Site 4
- 81.13 Schiste gréseux micacé à patine gris vert, oxydé ; Chemin du Tovet. Coordonnées : X= 5037 Y= 323 Z= 1770. Site 4
- 81.38 Grès verdâtre fin ; Les Chardes. Coordonnées : X= 5037,3 Y= 326,2 Z= 2600. Site 3
- 82.8 Schiste gris pélitique ; ruisseau de Darbesset, versant NE de La Sauvire. Coordonnées : X= 5034 Y= 326 Z= 2120. Site 5
- 82.9 Schiste gris, feldspathique ; ruisseau de Darbesset, versant NE de la Sauvire. Coordonnées X= 5034 Y= 326 Z= 2120. Site 6
- 82.19 Grauwacke fin gris verdâtre clair à niveaux carbonatés ; chemin de Plaisance. Coordonnées X= 5035 Y= 326,8 Z= 1900. Site 7
- 82.20 Schiste gréseux noir, altéré roux ; chemin de Plaisance. Coordonnées X= 5034,4 Y= 326,8 Z= 1900. Site 7
- 82.21 Schiste noir, charbonneux ; chemin de Plaisance. Coordonnées X= 5034,4 Y= 326,8 Z= 1900. Site 7
- 82.30 Grès vert ; grand éboulis de Friburge (partie est). Coordonnées X=5035,7 Y= 325,7 Z= 1570. Site 8
- 82.31 Grès micacé gris ; grand éboulis de Friburge (partie est). Coordonnées X= 5035,7 Y= 325,7 Z= 1570. Site 8
- 82.33 Schiste rubané et cratérisé gris de plomb ; grand éboulis de Friburge. Coordonnées X= 5035,7 Y= 325,7 Z= 1570. Site 8
- 82.34 Schiste très noir à patine rouille, très sulfuré (crachées de soufre jaune) ; bloc en aval du Laisonnay d'en Bas. Coordonnées X= 5035,7 Y=325,7 Z= 1570. Site 8

"ROCHES VERTES" D'ORIGINE DOUTEUSE (PRASINITES, TUFFS....).

* Série de Bellecôte.

- 81.126 Roche chlorito-schisteuse, claire micacée, finement rubanée vert et blanc ; Est de la Pointe des Chardes. Coordonnées X= 5037,4 Y= 327,3 Z=2455. Site 3
- 81.128 Roche verte étirée à grain fin d'aspect magmatique (prasinite?) ; les Creux de la Laisille. Coordonnées X= 5037,5 Y= 327,3 Z= 2580. Site 12
- 82.23 Roche chlorito-schisteuse claire, finement rubanée (Tuff?) riche en oxydes de fer ; grand éboulis de Friburge. Coordonnées X=5035,7 Y= 325,5 Z= 2580. Site 8
- 82.24 Niveau blanchâtre semblant interstratifié dans 82.23 ; grand éboulis de Friburge (partie ouest). Coordonnées X=5035,7 Y= 325,5 Z= 1570. Site 8
- 82.25 Chloritoschiste hétérogène (horizons décimétriques de teintes différentes) (Tuff) ; grand éboulis de Friburge (partie ouest). Coordonnées X=5035,7 Y= 325,5 Z= 1570. Site 8
- 82.28 Chloritoschiste finement rubané associé à un horizon basique fin (82.28) ; grand éboulis de Friburge. Coordonnées X= 5035,7 Y= 325,7 Z=1570. Site 8
- 82.32 Chloritoschiste finement lité, vert et blanc (Tuff), nombreux oxydes de fer ; grand éboulis de Friburge. Coordonnées X= 5035,7 Y= 325,7 Z=1570. Site 8

* Série de Bio.

- 81.73 Roche chloritoschisteuse claire finement rubanée (Tuff) ; le bois de la Taillette. Coordonnées X= 5035,6 Y= 323,8 Z= 1700. Site 13
- 81.116 Prasinite à grain fin, finement rubanée ; les gorges de la Pontille. Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,3 Z= 1450. Site 9

* Série du Ponturin.

- G.82.116 Roche verte foliée sombre associée au gneiss leuconate G.82.115 ; chemin du lac de la Plagne. Coordonnées X= 5042,4 Y= 330,8 Z= 2100. Site 10
- G.82.118 Roche gris vert clair à grain fin d'aspect grése-feldspathique ; chemin du lac de la Plagne (chalet de Pebe). Coordonnées X= 5042,4 Y=330,8 Z= 2100. Site 10
- G.82.120 Niveau vert sombre à épidote, grain fin ; chemin du lac de la Plagne. Coordonnées X= 5042,4 Y= 330,8 Z= 2100. Site 10

METABASITES.

* Série de Bellecôte.

- 81.30 Ancienne roche magmatique vert sombre à grain très fin en filon-couche ; le Chapendu. Coordonnées X= 5037,5 Y= 324,3 Z= 2000. Site 13

- 81.50 Ancienne roche magmatique grenue verte (coeur de filon-couche); les Chardes. Coordonnées X= 5037,4 Y= 326,7 Z= 2750. Site 3
- 81.50 Eponte de 81.50, microgrenue, bordée à l'extérieur d'un liseré de quartz ; les Chardes. Coordonnées X= 5037,2 Y= 326,7 Z= 2750. Site 3
- 81.65 Métagabbro vert grenu ; les Chamossières. Coordonnées X= 5038,4 Y=324,3 Z= 2300.500 m au NE du site 4
- 81.88 Ancienne roche magmatique à grain très fin vert, en filon-couche ; les Chardes. Coordonnées X= 5037,5 Y= 324,3 Z= 2860. Site 3
- 81.93 Ancienne roche magmatique à grain fin, vert pâle, en filon-couche ; les Chardes. Coordonnées X= 5037,5 Y= 324,3 Z= 2770. Site 3
- 81.98 Ancienne roche magmatique à grain fin, à pyrite, en filon-couche ; les Chardes. Coordonnées X= 5037,5 Y= 324,2 Z= 2730. Site 3
- 81.123 Ancienne roche magmatique grisâtre à grain fin, foliée en filon-couches ; Est de la pointe des Chardes. Coordonnées X= 5037,4 Y=327,3 Z= 2350. Site 3
- 81.139 Roche massive et dense, blanchâtre à lentilles vert sombre ; les Côtes Vertes (la Sauvire). Coordonnées X= 5034,1 Y= 324,4 Z= 2200. Site 6
- 81.141 Roche blanche, massive et dense, à lentille vert clair ; les Côtes Vertes (la Sauvire). Coordonnées X= 5034 Y= 324,6 Z= 2260. Site 14
- 81.143 Métagabbro sombre ; les Côtes Vertes (la Sauvire). Coordonnées X=5034 Y= 324,6 Z= 2250. Site 14
- 82.10 Roche blanche à lentilles vertes, dense, bordure de la masse magmatique de la Sauvire ; flanc NE de la Sauvire. Coordonnées X= 5034,2 Y= 326 Z= 1960. Site 6
- 82.11 Roche grise à lentilles grises, à touché talqueux, dense, bordure de la masse magmatique de la Sauvire ; flanc NE de la Sauvire. Coordonnées X= 5034,2 Y=326 Z= 1960. Site 6
- 82.12 Roche verte claire à grosses amphiboles ; flanc NE de la Sauvire. Coordonnées X= 5034,2 Y= 326 Z= 1960. Site 6
- 82.14 Gabbro à amphiboles (2mm) ; flanc NE de la Sauvire. Coordonnées X=5034,2 Y= 326 Z= 1960. Site 6
- 82.15 Gabbro sombre à grain plus fin que 82.14 ; flanc NE de la Sauvire. Coordonnées X= 5034,3 Y= 326 Z= 1960. Site 6
- 82.16 Roche basique vert sombre à grain fin en filon dans la masse magmatique de la Sauvire ; flanc NE de la Sauvire. Coordonnées X= 5034,3 Y= 326 Z= 1960. Site 6
- 82.17 Roche claire à phénocristaux millimétriques feldspathiques ; flanc NE de la Sauvire. Coordonnées X= 5034,4 Y= 325,9 Z= 1960. Site 6

- 82.18 Filon sombre gris noirâtre à reflets bleutés, pris dans la masse basique de la Sauvire ; flanc NE de la Sauvire. Coordonnées X= 5034,4 Y=325,9 Z= 2000. Site 6
- 82.22 Filon-couche montrant une zone fine sombre et une zone plus clair (analyse sur la zone claire) ; grand éboulis de Friburge (partie ouest). Coordonnées X= 5035,7 Y= 325,5 Z= 1570. Site 8
- 82.26 Niveau basique grossier associé à 82.27 ; grand éboulis de Friburge (partie ouest). Coordonnées X= 5035,7 Y= 325,5 Z= 1570. Site 8
- 82.27 Filon basique fin associé à 82.26 ; grand éboulis de Friburge (partie ouest). Coordonnées X= 5035,7 Y= 325,5 Z= 1570. Site 8
- 82.28 Filon basique vert à grain fin associé au chloritoschiste 82.29 ; grand éboulis de Friburge. Coordonnées X= 5035,7 Y= 325,5 Z= 1570. Site 8
- 82.36 Filon basique décimétrique à grain fin ; grotte de la Sauvire. Coordonnées X= 5035,9 Y= 325 Z= 1600. Site 15
- 82.37 Filon basique décimétrique à grain fin ; grotte de la Sauvire. Coordonnées X= 5035,9 Y= 325 Z= 1600. Site 15
- 82.38 Filon basique métrique à grain millimétrique ; grotte de la Sauvire. Coordonnées X= 5035,9 Y= 325 Z= 1600. Site 15
- * Série de Mio.
- 82.117 Gorges de la Pontille (amont du plan des Mains), Coordonnées X= 5036,6 Y= 321,1 Z= 1430. Site 9
- 82.42 Filon-couche basique épais de 20 cm environ ; gorges de la Pontille (amont du plan des Mains). Coordonnées X= 5036,6 Y= 321,1 Z= 1430. Site 9
- 82.45 Filon-couche basique demi-métrique ; gorges de la Pontille (amont du plan des Mains). Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,3 Z= 1450. Site 9
- 82.48 Filon-couche basique, métrique, à grain fin ; entrée amont des gorges de la Pontille (amont du Plan des Mains). Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,4 Z= 1450. Site 9
- 82.50 Filon-couche basique, métrique, à grain un peu plus grossier que 82.48 ; entrée des gorges de la Pontille (amont du Plan des Mains). Coordonnées X= 5036,7 Y= 321,4 Z= 1450. Site 9
- * Série du Ponturin.
- G.82.125 Filon-couche
- G.82.130 Filon-couche
- G.82.131 Filon-couche
- G.82.132 Friolin. Site 11
- G.82.133 Friolin. Site 11

LISTE ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS RELEVES DANS LA LITTERATURE.
(MOUTIERS 3.4 1/25 000).

J. BOCQUET, 1974 : METASEDIMENTS.

- B 576 Micaschiste : Qz, Ab, Mica Bl, ép, Sph, Tour, Opaques (grenats rétro-morphosés?), Champagny, Vallaisonnay, chalet du Parc.
B 603 Micaschiste : Qz, Mica B, Chl, ép, opaques, Champagny, chalet du Tovet. Site 4

F. ELLENBERGER, 1958 : METABASITES.

- E 12 Métagabbro de l'arête des Côtes Vertes (versant Nord du Grand Bec), à augite ouralitisé et saussurite. Site 14
E 13 Ancienne roche basique à texture ophiolitique, à glaucophane, stilpnomélane... Contrefort NE de la Sauvire. 7 prélèvements groupés. Site 6
E 14 Prasinite en lits rubanés des gorges de la Pontille (Champagny), ancienne diorite à grain fin. Site 9
E 15 Roche à phénocristaux d'albite primitive (?), lac de Friolin (contrefort NW de Bellecôte). Site 11
E 16 Lentille à structure andésitique (phénocristaux rectangulaires et fond microlitique), région du pas de Genêt, versant SE de Bellecôte
E 17 Métasédiment présumé, versant E de la pointe du Tougne, Nord de Champagny-le-Haut.
E 18 Prasinite schisteuse albite-chloritique, même origine.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION.	p. 7
CADRE GEOGRAPHIQUE.	p. 9
1. LOCALISATION DU SECTEUR.	p. 9
2. MORPHOLOGIE	p. 9
CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL.	p. 12
RAPPELS HISTORIQUES SUCCINCTS.	p. 15
OBJECTIFS.	p. 17
TECHNIQUES ET METHODES EMPLOYEES.	p. 19
1ère partie : LITHOSTRATIGRAPHIE.	p. 21
RAPPELS HISTORIQUES.	p. 23
1. L'AGE DES SERIES DE VANOISE : UN PROBLEME ANCIEN.	p. 23
2. EXISTENCE D'UN SOCLE EN VANOISE SEPTENTRIONALE?	p. 24
3. LE PERMIEN : UN FACIES DATE SANS PREUVE PALEONTOLOGIQUE.	p. 25
4. LE MESOZOIQUE.	p. 27
CARACTERES GENERAUX DES SERIES DE VANOISE SEPTENTRIONALE.	p. 29
LA SERIE ANTE-PERMIENNE (HOULLIER DE F. ELLENBERGER).	p. 29
1. INTRODUCTION - LOCALISATION DES COUPES.	p. 29
2. CARACTERES COMMUNS AUX DIFFERENTES COUPES.	p. 31
3. COUPE I : LA CRETE DES ECHINES.	p. 34
3.1. Etude microscopique de quelques échantillons.	p. 34
a). Les schistes cendrés (niveaux 1, 6, 8, 10).	p. 35
b). Les grauwackes claires (niveaux 2 et 3 ; éch. 80-27).	p. 37
* Analyses par diffractométrie aux Rayons X.	p. 37
c). Autres échantillons du type grauwacke.	p. 39
3.2. Remarques d'ordre géochimique.	p. 41
3.3. Remarques d'ordre lithostratigraphique.	p. 42
* Relation entre les grauwackes de la Crête des Echines et les échantillons du Laisonnay.	p. 42
3.4. Comparaison entre la série grauwackeuse de la Crête des Echines et les couches stériles de la zone houillère (Assise de Courchevel, Stéphien).	p. 42
* Origine des "microgalets" d'épidote et des galets d'épidotites de la zone houillère.	p. 43
4. COUPE II : LES CREUX DE LA LAISILLE.	p. 43
4.1. Etude microscopique de quelques échantillons.	p. 45
a). Les schistes cendrés (niveau 1).	p. 45
b). Les quartzites phylliteux (niveau 2, échantillon 81-127).	p. 47
c). Les "roches vertes" (niveau 3).	p. 47

d). Exemple de filon-couche (niveau 2).	p. 49
4.2. Remarques d'ordre lithologique.	p. 51
5. COUPE III : LA POINTE DES CHARDES.	p. 53
5.1. Etude microscopique de quelques échantillons.	p. 54
a). Niveau chloriteux et carbonaté α (niveau 1).	p. 54
b). La veine charbonneuse (niveau 3 ; éch. 19-25).	p. 54
c). Les horizons de grès (niveau 3 ; éch. 81-94).	p. 57
d). Les roches filoniennes σ (éch. 81-88).	p. 57
5.2. Remarques d'ordre lithostratigraphique.	p. 58
6. COUPE IV : L'ARETE SUD DE LA POINTE DU BONHOMME.	p. 58
6.1. Etude microscopique de quelques échantillons.	p. 60
* Roche d'origine magmatique (niveau 4, éch. 80-71).	p. 60
6.2. Remarques d'ordre lithostratigraphique.	p. 61
7. COUPE V : LE FLANC NE DE LA SAUVIRE.	p. 62
7.1. Etude microscopique de quelques échantillons.	p. 63
a). La roche claire des niveaux 2 et 3 (éch. 82-10).	p. 63
b). Ancienne roche magmatique à amphiboles (niveaux 4, 6, 9 ; éch. 79-42).	p. 65
c). Les roches filoniennes (niveaux 5 et 8).	p. 67
* Filon (δ) - Ech. 82-15.	p. 67
* Filon (δ') - Ech. 82-18.	p. 67
d). Origine de l'enclave du niveau 4 (éch. 82-13).	p. 68
7.2. Remarques d'ordre lithostratigraphique.	p. 68
8. COUPE VI : LE RAVIN DE LA DERRIERE (FLANC NORD DE LA SAUVIRE).	p. 69
8.1. Etude microscopique des quelques échantillons.	p. 71
a). Les roches de la série détritique (niveaux 1 et 5).	p. 71
b). Les roches d'aspect magmatique (niveaux 6, 7, 8).	p. 72
8.2. Remarques d'ordre lithostratigraphique.	p. 73
9. COUPE VII : LES MONTIEURS.	p. 73
9.1. Etude microscopique des quelques échantillons.	p. 76
a). Les schistes cendrés (niveaux 5, 6, 8 pro-parte).	p. 76
b). Les bancs de grès grauwackeux (niveau 5, éch. 81-133).	p. 76
9.2. Remarques d'ordre lithostratigraphique.	p. 78
10. CONCLUSIONS SUR LE CARBONIFERE PRESUME DE LA ZONE ETUDIEE.	p. 78
LA SERIE PERMIENNE.	p. 81
1. INTRODUCTION.	p. 81
2. COUPE DE FRIBURGE : COUPE VIII.	p. 81
3. COUPE DE CHAPENDU : COUPE IX.	p. 84
4. REMARQUES D'ORDRE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE.	p. 85
4.1. Les éléments hérités.	p. 86
4.2. Les éléments recristallisés.	p. 87
4.3. Les horizons dolomitiques.	p. 88
4.4. Conclusions.	p. 88
5. Remarques d'ordre lithostratigraphique.	p. 89

5.1. Les coupes étudiées.	p. 89
* Interprétation des horizons chloriteux et carbonatés de la base du Permien de Friburge.	p. 90
* Situation du Permien de Friburge vis-à-vis du Carbonifère sous-jacent.	p. 90
5.2. Les faciès permien des Gorges de la Pontille (coupe de Champagny, F. ELLENBERGER, 1958).	p. 91
5.3. Les lentilles quartzitiques de la base de la série carbonatée de la Pointe de la Vallaisonnay (versant occidental).	p. 91
a). Localisation.	p. 91
b). Aspect et minéralogie.	p. 92
c). Age possible.	p. 92
6. CONCLUSIONS SUR LE PERMIEN.	p. 93
LA SERIE MESOZOIQUE.	p. 95
1. INTRODUCTION.	p. 95
2. PRINCIPAUX FACIES RENCONTRES.	p. 95
2ème Partie : GEOCHIMIE DES METABASITES DE VANOISE SEPTENTRIONALE; COMPARAISONS AVEC LES REGIONS ADJACENTES.	p. 99
INTRODUCTION.	p. 101
EXAMEN DES RESULTATS GEOCHIMIQUES.	p. 111
1. PRESENTATION DES RESULTATS.	p. 111
2. DISTRIBUTION DES ELEMENTS.	p. 111
2.1. Dans les métasédiments.	p. 111
* Remarques.	p. 111
2.2. Dans les roches vertes, "prasinites" et autres dérivés ignés.	p. 113
a). Les filons-couches.	p. 113
b). Les corps basiques "stratifiés" du type Sauvire.	p. 113
c). Les roches vertes d'origine incertaine (prasinites, tufs...) et les roches blanches associées.	p. 113
* Géochimie des roches blanches.	p. 114
* Géochimie des prasinites et "tufs".	p. 115
CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES ROCHES DE VANOISE SEPTENTRIONALE.	p. 117
ORIGINE DES ASSOCIATIONS BASIQUES.	p. 123
* Conclusions sur les metabasites.	p. 129
NATURE ET ORIGINE DES METASEDIMENTS PRESUMES CARBONIFERES.	p. 131
* Conclusions et discussion.	p. 138
ETUDE GEOCHIMIQUE COMPAREE DU MAGMATISME ET DES SEDIMENTS DES REGIONS ADJACENTES (VANOISE MERIDIONALE, AMBIN, RUITOR, ZONE HOUILLERE).	p. 141

1. ORIGINE DES VOLCANITES (BASIOQUES ET ACIDES).	p. 143
* Remarques	p. 146
* Conclusions	p. 150
2. EVOLUTION SEDIMENTAIRE PRETRIASIQUE DANS LES DIFFERENTS SECTEURS CONSIDERES.	p. 153
* Conclusions	p. 161
SIGNIFICATION ET PLACE DU MAGMATISME DANS LE DOMAINE ALPIN FINI-PALEOZOIQUE.	p. 163
1. PLACE DU MAGMATISME DANS L'EUROPE FINI-PALEOZOIQUE.	p. 163
2. MODELE D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU DOMAINE BRIANCONNAIS DANS LES ALPES AU PALEOZOIQUE SUPERIEUR.	p. 165
2.1. Récapitulation des faits.	p. 165
2.2. Modèle d'évolution.	p. 166
ETAPE 1 : Carbonifère inférieur moyen.	p. 166
ETAPE 2 : Westphalien.	p. 167
ETAPE 3 et 4 : Stéphanien?	p. 168
ETAPE 5 : Eo-Permien?	p. 171
3ème Partie : LE ZIRCON DANS LES ROCHES DU MASSIF DE BELLECOTE. ETUDE TYPOLOGIQUE - IMPLICATIONS PETROGENETIQUES.	p. 173
GENERALITES.	p. 175
1. RAPPELS HISTORIQUES.	p. 175
2. INTERET DE L'ETUDE TYPOLOGIQUE.	p. 176
3. BUT DE LA PRESENTE ETUDE.	p. 177
BASE FONDAMENTALE DE LA METHODE PROPOSEE.	p. 181
1. CLASSIFICATION TYPOLOGIQUE.	p. 181
1.1. Les types et sous-types fondamentaux.	p. 181
1.2. Les types secondaires.	p. 181
2. OBTENTION D'UNE POPULATION DE ZIRCONS.	p. 183
3. ETUDE DE LA POPULATION.	p. 184
4. AUTRES CARACTERES DES ZIRCONS.	p. 186
REMARQUES GENERALES SUR LES CARACTERES TYPOLOGIQUES DU ZIRCON DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES.	p. 189
LE ZIRCON DANS LES ROCHES DU CARBONIFERE PRESUME.	p. 190
1. LE ZIRCON DANS LES METABASITES ANTEPERMIENNES.	p. 190
2. LE ZIRCON DANS LES METASEDIMENTS ANTEPERMIENS.	p. 191
2.1. Etude des zircons.	p. 191
2.2. Conclusion sur les zircons des métasédiments carbonifères.	p. 195

3. COMPARAISON AVEC LES POPULATIONS DE ZIRCONS DES SEDIMENTS HOUILLERS DU SYNCLINAL DE ST. MARTIN DE BELLEVILLE (ZONE HOUILLERE).	p. 201
LE ZIRCON DANS LES ROCHES DU PERMIEN.	p. 203
1. ETUDE DES ZIRCONS.	p. 203
2. COMPARAISON AVEC LES POPULATIONS DE ZIRCONS DES ROCHES PERMIENNES DU SYNCLINAL DE ST. MARTIN DE BELLEVILLE.	p. 208
LE ZIRCON DANS LES QUARTZITES NON DATES DE LA BASE DES MASSES CARBONATEES DE LA VALLAISONNAY.	p. 209
1. LES QUARTZITES DU CARBONIFERE PRESUME (RAPPEL).	p. 209
2. LES QUARTZITES WERFENIENS "VRAIS".	p. 210
* Conclusions.	p. 210
3. LES QUARTZITES DE LA BASE DES MASSES CARBONATEES DE LA VALLAISONNAY.	p. 211
* Conclusions.	p. 211
LE ZIRCON DANS LES CARBONATES DE LA VALLAISONNAY.	p. 212
CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DES ZIRCONS DU MASSIF DE BELLECOTE.	p. 213
PLANCHE I : CARACTERES TYPOLOGIQUES DES ZIRCONS DU MASSIF DE BELLECOTE.	p. 214
PLANCHE II : ORIGINE DES ZIRCONS DU MASSIF DE BELLECOTE.	p. 216
4ème Partie : METAMORPHISME. ESSAI DE DATATION DANS LES METASEDIMENTS PREPERMIENS.	p. 219
RAPPELS HISTORIQUES.	p. 223
LES MINERAUX DU METAMORPHISME ALPIN EN VANOISE SEPTENTRIONALE.	p. 227
1. LES ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES SELON P. SALIOT (1978).	p. 227
2. LA PARAGENESE ALPINE DE LA VANOISE SEPTENTRIONALE.	p. 230
2.1. Le quartz.	p. 231
2.2. Les feldspaths.	p. 231
2.3. Les micas blancs.	p. 233
2.4. La biotite verte.	p. 234
2.5. Les chlorites.	p. 234
2.6. Le stilpomélane.	p. 235
2.7. Le chloritoïde.	p. 236
2.8. Les amphiboles.	p. 236
2.9. Les épidotes.	p. 237
2.10. Les grenats.	p. 238
2.11. La serpentine.	p. 239
2.12. La tourmaline.	p. 239
2.13. Les carbonates.	p. 240
2.14. L'apatite.	p. 240
2.15. Le sphène et le leucoxène.	p. 241
2.16. Les oxydes de fer et les sulfures.	p. 241

LES MINERAUX DU METAMORPHISME, LEURS RELATIONS ET LA DEFORMATION.	p. 243		
1. CAS DES MINERAUX ANTECINEMATIQUES.	p. 244		
2. CAS DES MINERAUX POSTCINEMATIQUES.	p. 246		
3. CAS DES MINERAUX SYNCINEMATIQUES.	p. 250		
4. CRISTALLISATION ET DEFORMATION SUPERPOSEES.	p. 252		
5. CONCLUSIONS.	p. 252		
* Succession des paragenèses.	p. 254		
DATATION SUR LES ZIRCONS DETRITIQUES DU CARBONIFERE PRESUME PAR LA METHODE DES TRACES DE FISSION.	p. 257		
5ème Partie : STRUCTURES ET DEFORMATIONS DU MASSIF DE BELLECOTE.	p. 259		
RAPPELS HISTORIQUES.	p. 261		
1. EVOLUTION DES IDEES SUR LA STRUCTURE DE LA VANOISE.	p. 261		
1.1. La nappe du Mont-Pourri.	p. 261		
1.2. Les relations entre les deux Vanoises.	p. 262		
1.3. Les théories nouvelles.	p. 262		
2. LE PLI COUCHE DE BELLECOTE-MT POURRI DE F. ELLENBERGER.	p. 264		
3. ARGUMENTS CONTRE LE PLI COUCHE DE BELLECOTE-MT POURRI.	p. 264		
STRUCTURES ALPINES PRECOCES DE LA VANOISE SEPTENTRIONALE.	p. 269		
1. LES MICRODEFORMATIONS DE LA PHASE 1.	p. 269		
2. STRUCTURES MEGASCOPIQUES DE LA PHASE 1.	p. 273		
3. CONCLUSIONS.	p. 273		
MESOSTRUCTURES ALPINES TARDIVES.	p. 275		
1. ETUDE MICROTTECTONIQUE DES DEFORMATIONS.	p. 275		
1.1. Dans la couverture carbonatée (Trias pour l'essentiel).	p. 275		
1.2. Dans le Permien de Friburge.	p. 277		
* Conclusions.	p. 284		
1.3. Dans le Carbonifère présumé.	p. 284		
a). Développement local de structures surimposées (S2b) aux déformations 2 à microlithons (S2a).	p. 286		
* Conclusion.	p. 289		
b). Signification des schistosités de Laisonnay.	p. 289		
c). Déformations tardives dans les roches d'origine magmatique.	p. 291		
2. ANALYSES DES DEFORMATIONS MEGASCOPIQUES DE LA PHASE 2.	p. 291		
2.1. Dans le Permien.	p. 291		
* Conclusions.	p. 297		
		2.2. Dans le Carbonifère présumé.	p. 298
		a). Dans les grauwackes des Echines.	p. 300
		b). Dans les schistes cendrés à horizons charbonneux de la Pointe des Chardes.	p. 300
		c). Dans les schistes à horizons charbonneux du versant sud de la vallée de Champagny (contrefort de la Sauvire).	p. 302
		2.3. Conclusions	p. 304
		NATURE DES CONTACTS DE LA BASE DES MASSES CARBONATEES DANS LE SECTEUR ETUDIE.	p. 305
		1. OBSERVATIONS NOUVELLES.	p. 307
		1.1. La coupe du glacier du Cul du Nant (site a).	p. 307
		* Conclusions.	p. 309
		1.2. La coupe des Creux de la Laisille (site b).	p. 310
		1.3. La Roche de Blamont (sites c et d).	p. 311
		1.4. De la pointe sud de l'arête du Mollard au lac des Echines (sites e et f).	p. 314
		1.5. Le Grand Chalet (site g).	p. 315
		1.6. Les coupes des Chamossières (sites h et i).	p. 316
		1.7. La coupe du Morre (site j).	p. 318
		1.8. Coupe du Bequi-Rouge (site k).	p. 322
		1.9. La Sauvire (site l).	p. 324
		2. CONCLUSIONS DE L'ETUDE DES CONTACTS CARBONATES-"CARBONIFERE" ET IMPLICATIONS TECTONIQUES.	p. 324
		* Discussion.	p. 326
		INTERPRETATION GENERALE DU MASSIF DE BELLECOTE.	p. 329
		CONCLUSIONS.	p. 331
		CONCLUSIONS GENERALES.	p. 333
		1. LES FAITS.	p. 333
		2. LES INTERPRETATIONS.	p. 335
		BIBLIOGRAPHIE.	p. 339
		ANNEXES.	

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA HAUTE VALLÉE DE CHAMPAGNY (MASSIF DE BELLECÔTE, SAVOIE)

M-D. PERUCCIO-PARISON

(D'APRÈS LES LEVERS DE F. ELLENBERGER, P. SALIOT, M-D. PERUCCIO-PARISON, J-F. RAOULT)

1984

QUATERNAIRE RÉCENT

- E Eboulis vifs; E_G Eboulis morainiques
- E_r Eboulis de gravite récents; E_y anciens
- J Cônes de déjection
- G Moraines (G_r récentes, G_a anciennes)
- G_(tw) Moraines alimentées par des quartzites werféniens
- G_(tca) Moraines alimentées par des calcaires cristallins mésozoïques
- F_r Terrasses récentes
- F_y Terrasses anciennes
- Niches d'arrachement
- Effondrements
- Glissements de terrain
- Ps Brèches à ciment cargneulique (PLEISTOCÈNE SUPÉRIEUR probable)

- 1. Contact géologique visible
- 2. Contact géologique supposé
- 3. Contact anormal
- Fractures et accidents importants
- ψ Contact séparant la série de Bellecôte de la série de Mio
- ∠ Pendages des plans de foliation
- Axes de plis centimétriques à décimétriques
- Linéations

SÉRIE DE BELLECÔTE | SÉRIE DE MIO

MÉSOZOÏQUE (Trias pour l'essentiel; js. Jurassique supérieur)

- d, tca Calcaires (tca) et dolomies (d) cristallins
- cg, lg Gypses (lg) et cargneules (cg)
- tw Quartzites francs (WERFÉNIEN)

PERMIËN

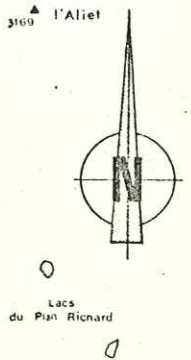
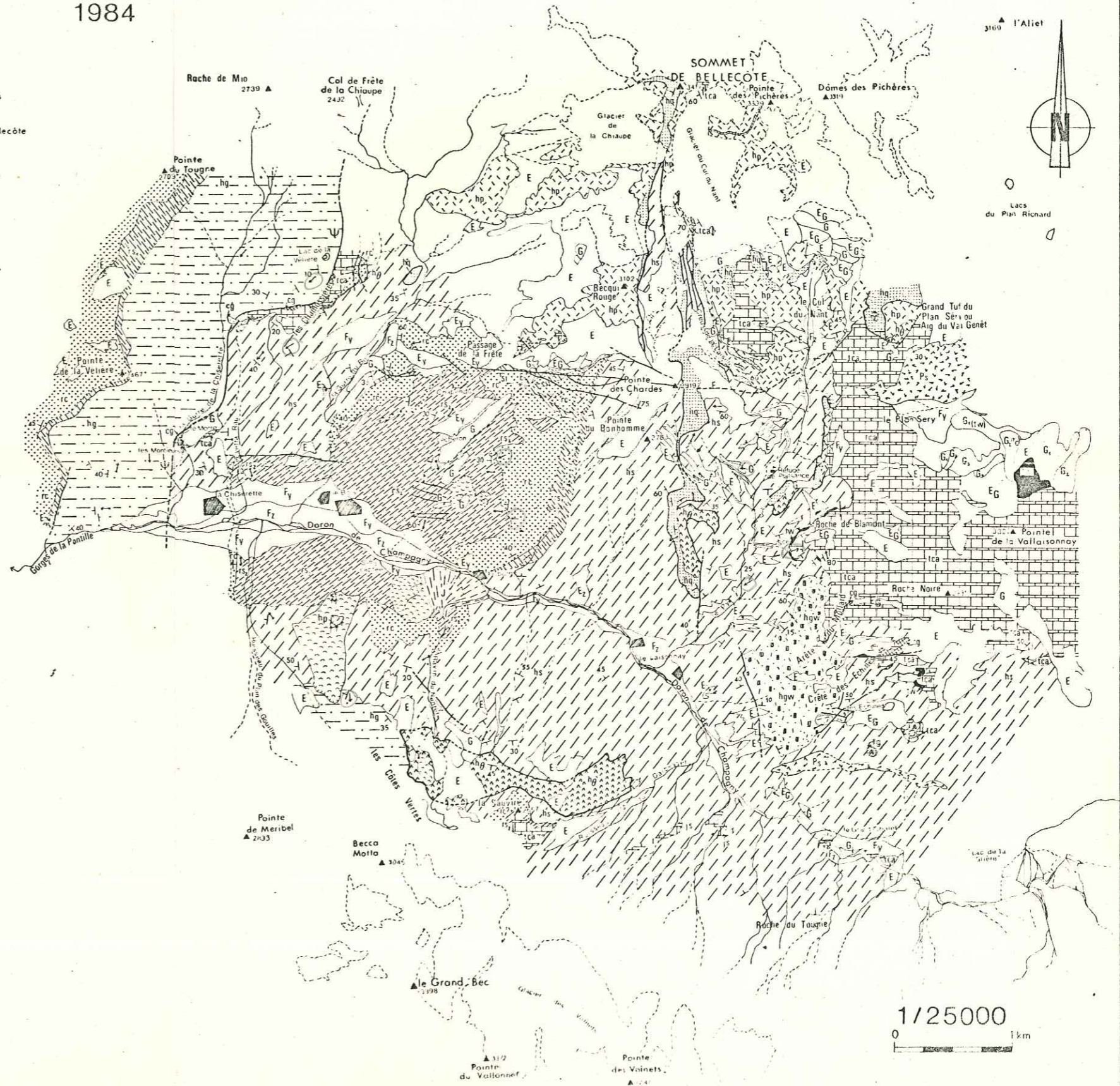
- rs₂ Schistes verts et schistes gréseux lilas à horizons dolomitiques
- rc Microconglomérats quartzitiques à dragées de quartz
- rs₄ Schistes gréseux lilas

CARBONIFÈRE PRÉSUMÉ

- hs Schistes cendrés à horizons charbonneux et filons-couches
- hgw Grauwackes des Echines
- hg Schistes cendrés à bancs de grès et rares filons-couches

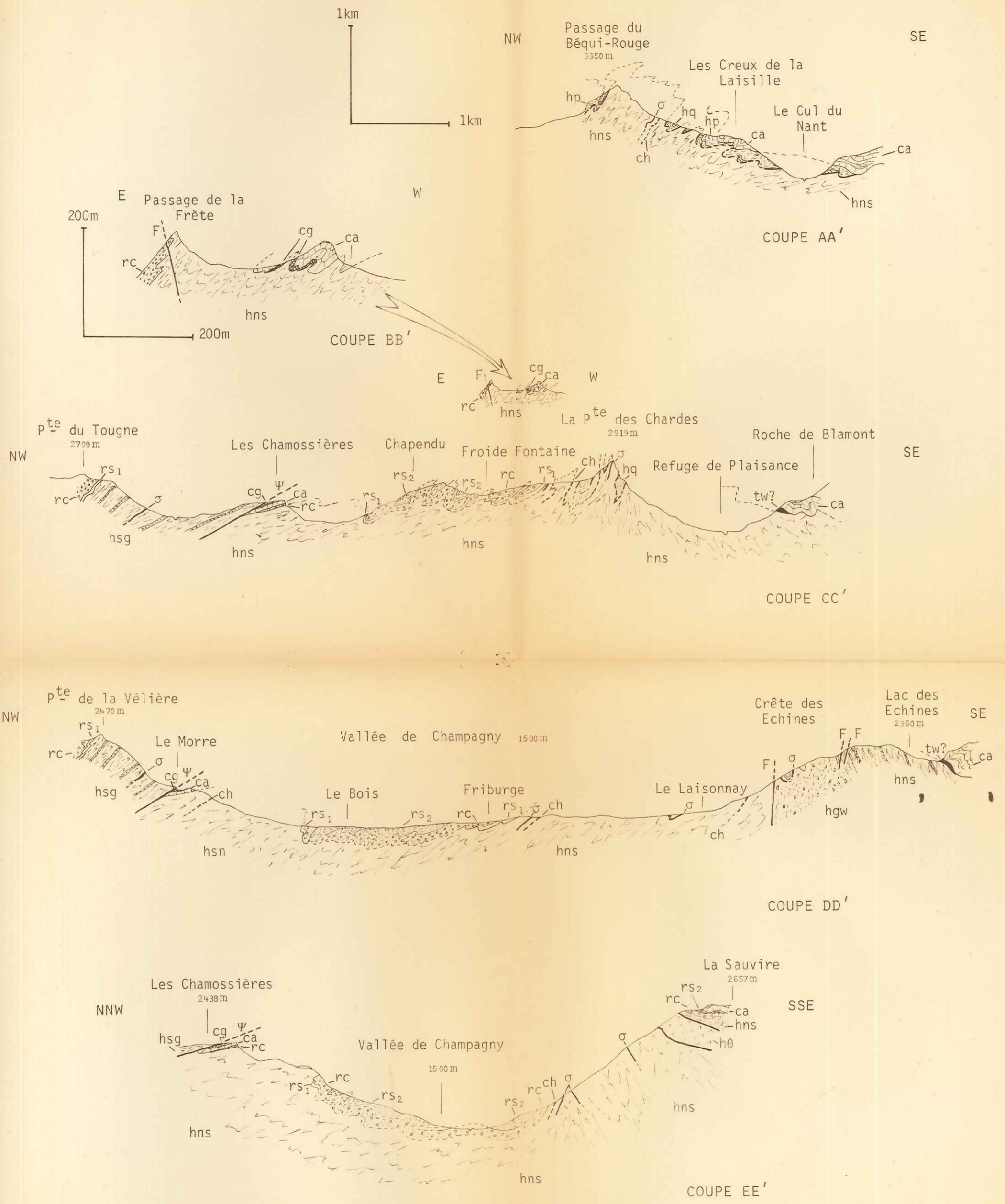
SÉRIE MAGMATIQUE (type Complexe de la Sauvire)

- hg, hp Ensemble gabbroïque "stratifié" (hg) Prosnites schisteuses (hp) et quartzites associés (hg)



1/25000
0 1 km

COUPES TECTONIQUES

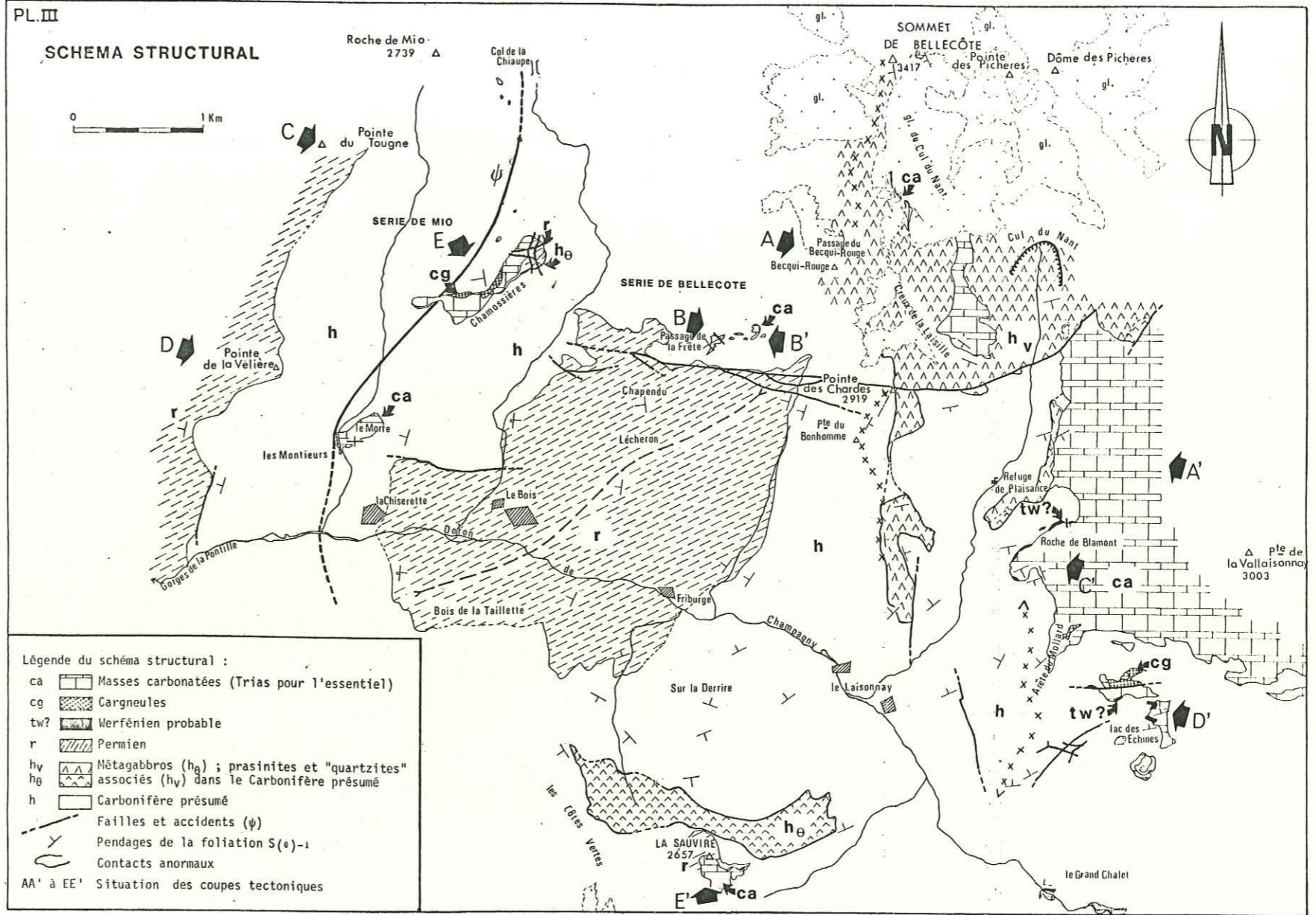


Légende des coupes tectoniques :

ca	masses carbonatées (Trias pour l'essentiel)	hp	ensemble gabbroïque stratifié et "prasinites et quartzites" associés	Série de Bellecôte	Carbonifère présumé
cg		hq			
tw?	quartzites werfèniens supposés	ch	schistes à horizons charbonneux (ch) et filons-couches (σ)	Série de Bellecôte	Carbonifère présumé
rs ₂	schistes verts et violacés	hns			
rc	microconglomérats à quartz rosés (Permien (de Fribourg))	σ	grauwackes des Echines à rares filons-couches (σ)	Série de Mio	
rs ₁	schistes violacés	hgw			
		hsg	schistes à bancs de grès et rares filons-couches (σ)		
		σ	contact anormal séparant la série de Mio de la série de Bellecôte		
			contact anormal anté-alpin		

PL. III

SCHEMA STRUCTURAL



- Légende du schéma structural :
- ca Masses carbonatées (Trias pour l'essentiel)
 - cg Cargneules
 - tw? Werfénien probable
 - r Permien
 - hv Métagabbros (h_θ) ; prasinites et "quartzites" associés (h_v) dans le Carbonifère présumé
 - h Carbonifère présumé
 - ψ Failles et accidents (ψ)
 - S(e)-1 Pendages de la foliation S(e)-1
 - Contacts anormaux
 - AA' à EE' Situation des coupes tectoniques

PERUCCIO-PARISON

Marie-Dominique

PROBLÈMES PÉTROCHIMIQUES ET STRUCTURAUX EN VANOISE
SEPTENTRIONALE (SAVOIE).

RESUME.

Cette thèse étudie la géologie de la haute vallée de Champagne (massif de Bellocôte - Vanoise septentrionale, Savoie).

Outre l'étude sur le terrain des formations lithologiques et de leurs relations structurales, on utilise largement les techniques de laboratoire dans la recherche d'une origine possible des sédiments métamorphiques prépermien et des roches magmatiques basiques qu'ils contiennent.

C'est ainsi que les résultats géochimiques obtenus font ressortir le caractère tholéiitique du complexe magmatique. Dans ce complexe, il convient néanmoins d'opposer l'évolution pétrogénétique et de gisement entre un premier groupe de roches de nature tholéiitique intra-plaque (fifons-couches) et un second groupe, s'apparentant à des lambeaux d'une série ophiolitique dilacérée tectoniquement.

Les sédiments prépermien quant à eux, apparaissent dériver du remaniement d'une série volcanique relativement basique. Cependant, l'étude typologique des zircons de ces sédiments conduit à mettre en évidence des zircons surtout issus des roches calco-alcalines ; ce qui est en accord, seulement partiel, avec les données géochimiques.

La structure du massif est déduite des observations lithostratigraphiques et microtectoniques ; elle reste subordonnée au problème de la structure d'ensemble de la Vanoise septentrionale dans son contexte alpin. Il semble que l'on puisse considérer la succession lithostratigraphique comme une série normale qui appartiendrait au dos du pli couché déversé vers le Nord de J-F. RAOULT, dont le flanc inverse, visible sur la bordure orientale du secteur est "surdéversé" actuellement en position normale. Des déformations tardives, déversées au SE ou au SSE, se superposent à cette structure précoce.

Les relations de la couverture mésozoïque avec le substratum restent sujettes à discussion, mais il est désormais certain que son contact basal est antérieur à toutes les déformations reconnues.

MOTS CLES :

Vanoise septentrionale ; sédiments métamorphiques prépermien ; roches magmatiques ; caractère tholéiitique ; remaniement ; zircons ; structure ; série normale ; pli couché ; couverture mésozoïque ; contact basal.