Le synclinal de St Martin de Belleville et son Permien uranifère (zone houillère briançonnaise- Alpes de Savoie)

Johannes Schade

▶ **To cite this version:**

Johannes Schade. Le synclinal de St Martin de Belleville et son Permien uranifère (zone houillère briançonnaise- Alpes de Savoie). Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT : . tel-00511916

HAL Id: tel-00511916
https://theses.hal.science/tel-00511916

Submitted on 26 Aug 2010

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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 030741 3

SCHADE (J.)
Ex. n° 1

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ EN GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

DE GRENOBLE
DE GEOLOGIE
17 OCT. 1983

Johannes SCHADE

Le synclinal de St. Martin de Belleville et son Permien uranifère

(zone houillère brianconnaise - Alpes de Savoie)

Soutenue le 11 juillet 1983 devant la Commission d'Examen :

Président :	M. P. GIRAUD,	Professeur, Université de Grenoble.
Suffragants :	M. J. PERRIAUX,	Professeur, Université de Grenoble.
	M. J. FABRE,	Directeur des Recherches au CNRS.
	M. B. HERY,	Ingénieur, Minatome S.A.
	M. R. AUMAITRE,	Ingénieur, Minatome S.A.
	M. J-P. PUPIN,	Maître-Assistant, Université de Nice.

THE SAINT MARTIN DE BELLEVILLE SYNCLINE AND ITS URANIFEROUS PERMIAN SANDSTONE (French Alps)

Abstract

This dissertation (thèse de spécialité) is a study of the geology of the St.Martin d.B. syncline and the uranium prospect "le Cochet" in the Carboniferous Briançonnais Zone of Savoy.

Stratigraphy and sedimentology. This syncline presents continental detritics ranging from U.Carboniferous to L.Triassic.

In the U.Carboniferous, magmatic activity begins with the Moriaz Layers acid volcanics that are considered as a lateral equivalent of the Stephanian Courchevel Conglomerates.

In Permian times, parts of an alluvial fan seem to occupy the north of the study area (gray and green conglomeratic sandstone). Southwards these interfinger with flood plain sediments (red slate) including a locally oolitic limestone. Volcanic detritus is important in the Permian. Tourmalinite pebbles are frequent and seem to be related to the regional Permian magmatism. Albitization of feldspars is general in the Carboniferous and the Permian.

The Permotriassic typically shows microcline bearing dolomitic sandstones.

In the Scythian quartzites orthoclase is the dominant feldspar. The quartzites are overlain by L.Triassic evaporites identified by the sulfur isotope ratio of their gypsum.

The morphology of the zircons in the sandstones has been investigated using the typological method of J.P.Pupin.

Regional Permian magmatism apparently produces volcanics of the calc-alkalic and tholeiitic series as well as a high level granitic intrusion of anatectic origin.

The uranium occurrences are stratabound on a kilometric and hectometric scale. They are developed almost exclusively in the gray variety of the Permian sandstones whose green and red varieties are always barren. Within this unit, the mineralization impregnates irregularly distributed lenses and pods of coaly material. Uranium is accompanied by vanadium occurring as roscoelite.

The association U-V, of biophile character, reflects the concentration in the sedimentary environment and argues for a quite indirect relation with the source rocks.

The mineralization is regarded as syngenetic or more probably early epigenetic of Permian age, related to surface or groundwater flow that precipitated its metal content on wooden debris ("trash piles") in the host rocks.

Alpine deformation resulted in folds and strong schistosity striking N20 that almost obliterate north verging transverse folds. The deformation caused plastic flow of the mineralized carbonaceous material on a metric scale. This material is now commonly found in lenses parallel to schistosity.

Metamorphism is at the epizone/anchizone limit with a barrovian to high pressure gradient. It had practically no effet on the mineralization.

LE SYNCLINAL DE ST.MARTIN DE BELLEVILLE

ET SON PERMIEN URANIFERE

(zone houillère brianconnaise - Alpes de Savoie)

Sommaire

Abstract
Remerciements
CHAPITRE I : INTRODUCTION.....p 1
CHAPITRE II : LE HOUILLER.....p 7
CHAPITRE III : PERMIEN.....p 31
III.1 Introduction à la stratigraphie du Permien.....p 31
III.2 Présentation des faciès.....p 33
III.3 Etude des mineraux lourds.....p 63
III.4 Les tourmalinites.....p 73
III.5 Comparaison rapide avec le Permien de Lodève.....p 97
III.6 Conclusion sur l'étude du Permien.....p 99
CHAPITRE IV : PERMOTRIAS.....p101
CHAPITRE V : LE TRIAS INFERIEUR.....p123
CHAPITRE VI : LE MAGMATISME PERMO-HOUILLER.....p139
CHAPITRE VII : TECTONIQUE.....p151
CHAPITRE VIII: METAMORPHISME.....p169
CHAPITRE IX : LA MINERALISATION D'URANIUM.....p189
CHAPITRE X : CONCLUSIONS GENERALES.....p227
Annexe A: Diffractométrie RX semi-quantitative p235
Annexe B: Comptages typologiques des zircons p237
Table des Matières p240
Bibliographie p244

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une convention Minatome S.A. - Université Scientifique et Médicale de Grenoble (USMG).

Il n'aurait pas pu être achevé sans le dévouement, la confiance et les contributions à titres divers d'un grand nombre de personnes. Qu'elles veuillent ici trouver l'expression de ma gratitude et en particulier:

Messieurs Bernard HERY, chef d'exploration métropole, et Serge MENICUCCI, à l'époque chef de la mission Alpes, qui ont bien voulu confier l'étude géologique du permis exclusif de recherche "le Cochet" à un certain stagiaire de l'été 1979;

Monsieur Roland AUMAITRE, nommé chef de la mission peu après, qui n'a jamais hésité à m'apporter son aide précieuse sur les plans géologique, administratif et personnel;

Monsieur Pierre GIRAUD, Professeur à l'USMG, qui a porté le poids de l'aide à la redaction, pas toujours facile pour un étranger - merci pour l'extraordinaire cours de français que cela a été pour moi;

Monsieur Jacques PERRIAUX, Professeur à l'USMG, qui m'a accompagné lors de la reconnaissance de mon terrain et qui m'a encouragé face à cette impossible sédimentologie permienne;

Monsieur Jean FABRE, Directeur de Recherches au CNRS, profond connaisseur de la géologie de la zone houillère, en souvenir des courses communes et de l'accueil chez lui au Formier;

Monsieur Jean-Pierre PUPIN, Maître-Assistant à l'Université de Nice, qui m'a invité à apprendre les techniques de la typologie des zircons au laboratoire de Nice et qui a ensuite su limiter les dégâts concernant les hypothèses que m'inspiraient les zircons de mon terrain;

Monsieur Francis LILLIE, tectonicien de Minatome, pour l'initiation d'un sceptique aux mystères de l'analyse structurale sur le terrain;

Monsieur Maurice ROQUES, Doyen honoraire de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand, et son laboratoire pour un stage de géochronologie U-Pb sur des échantillons toujours trop altérés;

le laboratoire de Strasbourg qui m'a accueilli en stage et spécialement Mademoiselle Jeanne DOUBINGER pour son avis sur mes préparations palynologiques toutes "cuites" par le métamorphisme;

le laboratoire de Lyon pour l'accueil et l'accès au diffractomètre, spécialement Mademoiselle Gabrielle LATREILLE pour avoir confirmé la monotonie de mes minéraux lourds;

Messieurs Daniel OHNENSTETTER et Patrick LE FORT de Nancy pour leurs apports précieux; Monsieur René BRAUN (CREGU et Minatome) pour son hospitalité à Nancy;

Messieurs J.L.OUDIN et J.L.PITTION du Laboratoire Central de la Compagnie Française des Pétroles à Bordeaux pour l'initiation à la reflectométrie des charbons;

l'équipe de Grenoble: Monsieur Jean GIRAULT que je regrette d'avoir trop souvent dérangé avec mes minéraux banaux; Monsieur Gérard VIVIER qui, malgré ses préoccupations, a trouvé le temps de me mettre sur la voie de la diffractométrie semi-quantitative et qui a su dépanner la machine tant de fois avec des moyens que lui seul savait trouver; Monsieur Jean APRAHAMIAN pour maintes discussions, scientifiques ou non, le vendredi soir après les t.p.; Monsieur Georges BUFFET qui a eu la lucidité de me faire écrire à Nice pour une histoire de zircons;

B.USELLE et F.KELLER pour les analyses chimiques, J.P.REVOL, J.COCHET, R.TELMAT, J.C.DEMENJON et R.DOMEYNE pour leur bonne humeur et le soin apporté à leur travaux;

les prospecteurs de la mission Alpes, Messieurs BRUNET, LASGOUTTES et TOSI avec lesquels j'ai tiré des kilométres de ligne de plan compteur; le maître-foreur Gustave CHEMINADE, justement renommé: ni les quartz, ni la neige, ni les "écolos" n'ont pu l'empêcher de tourner.

Je n'oublierai ni Jean-Michel ANGEL, stagiaire "sur le Cochet", ni Gérard JAY et Julien HUDRY, habitants du Châtelard;

mes camarades de "Dolomieu": Maurice ROMANI, Marc CRUCHET, Richard FABRE, Philippe DE PACHTERE etc. ... Patrick PIANTONE, qui, après la visite de mon terrain, me conseilla de mieux passer le temps.

Enfin je remercie les responsables du laboratoire de Grenoble de m'avoir confié un poste d'assistant associé, ce qui m'a permis de finir la redaction dans des conditions très honorables.

225 Ma	Anisien	(calcaires vermiculés en Vanoise)	épaisseur
		évaporites de Werfénien sup.	30 à 40 m (?)
		quartzites werféniens	200 à 300 m
230 Ma		Permotrias	0 à 60 m
280 Ma		Permien	200 à 300 m (?)
		Couches de Moriaz	200 m (?)
	Stéph./Westph.	Assise de Tarentaise	500 m (?)
290 Ma			

Tabl.I.1 - La série stratigraphique du terrain. Elle comporte une suite d'unités non datées entre deux repères paléontologiques séparés de 65 Ma. La majorité (50 Ma) revient probablement à la formation "Permien".

Je prie le lecteur de vouloir excuser les imperfections de la frappe non professionnelle assurée par l'auteur.

INTRODUCTION

1. Situation géographique et morphologie

Malgré sa situation dans les Alpes de Savoie (fig.I.1) et malgré son altitude élevée (fig.I.2) le relief du terrain est relativement peu accusé: ce sont des alpages recouverts d'herbe et d'éternels glissements.

2. Le contexte géologique

Notre terrain recouvre la bordure externe de la zone houillère briançonnaise. L'accident frontal qui la met en contact avec la zone subbrianconnaise traverse le secteur étudié.(fig.I.3). La bordure de la zone houillère y est occupée par une structure dite le synclinal de St.Martin de Belleville comportant un coeur werfénien et une enveloppe permienne.

3. La minéralisation

Cette structure est recouverte par le permis exclusif de recherche d'uranium "le Cochet" de Minatome S.A. en raison des minéralisations présentes dans les grès du Permien. Ces minéralisation montrent des teneurs prometteuses mais présentent le problème d'une géométrie complexe. Ces problèmes ont incité à faire une étude géologique générale de toute la série du point de vue de la stratigraphie, de la sédimentologie, de la tectonique et du métamorphisme sous forme de la thèse présente.

4. La série stratigraphique (Tabl.I.1)

Elle comprend le sommet du Houiller, le Permien et le Trias inférieur (Werfénien). Nous insistons sur l'énormité du lapse de temps entre les deux niveaux datés paléontologiquement qui encadrent notre série (base du Stéphanien - base de l'Anisien). D'après les échelles chronostratigraphiques, la plus grande partie de ce temps doit être représenté par les 200 ou 300 m du Permien qui a dû ainsi avoir une sédimentation particulièrement lente ou intermittante. L'espoir de pouvoir préciser les âges par les pollens a été deçu: le métamorphisme est déjà trop fort.

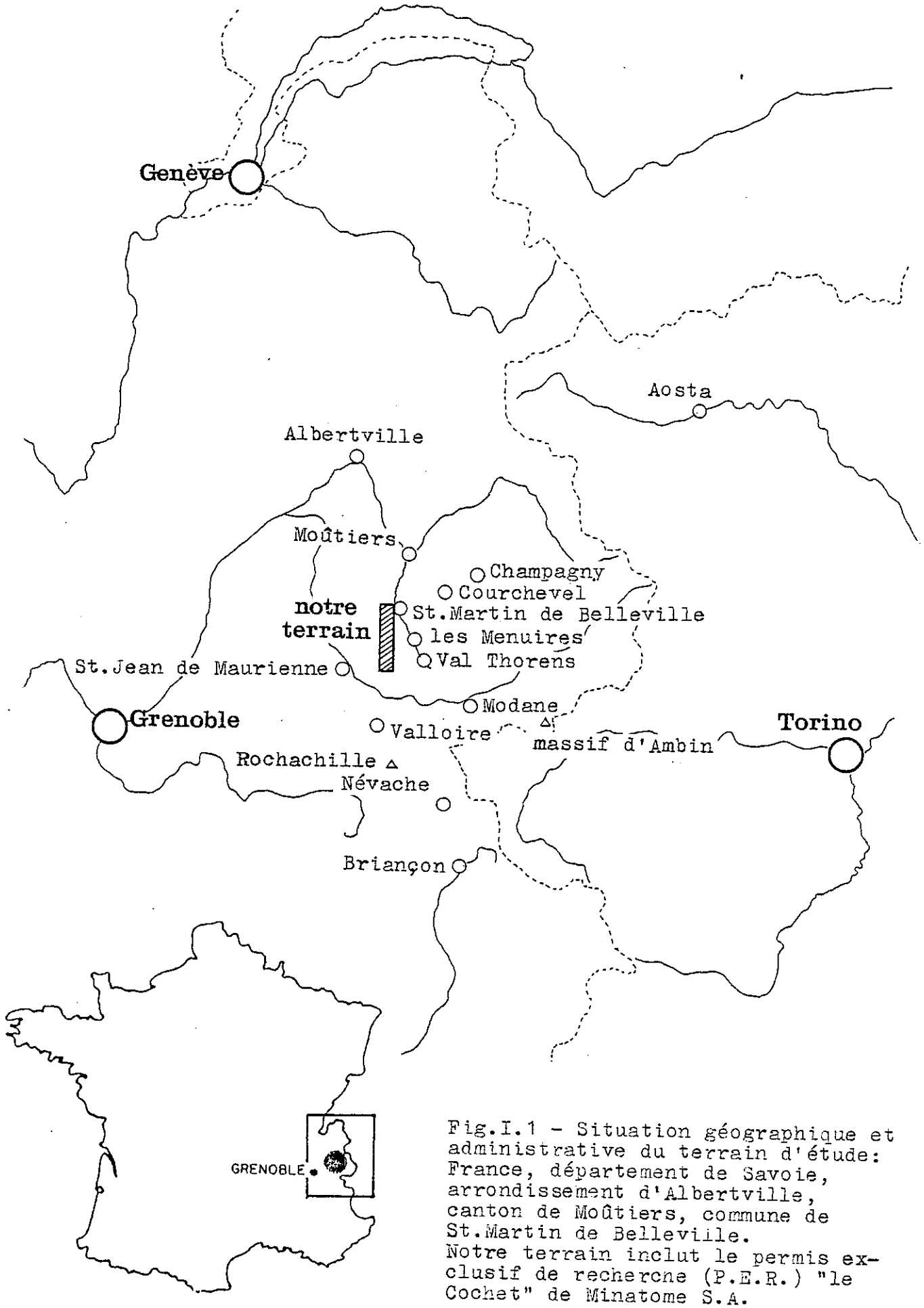


Fig.I.1 - Situation géographique et administrative du terrain d'étude: France, département de Savoie, arrondissement d'Albertville, canton de Moûtiers, commune de St.Martin de Belleville.
Notre terrain inclut le permis exclusif de recherche (P.E.R.) "le Cochet" de Minatome S.A.

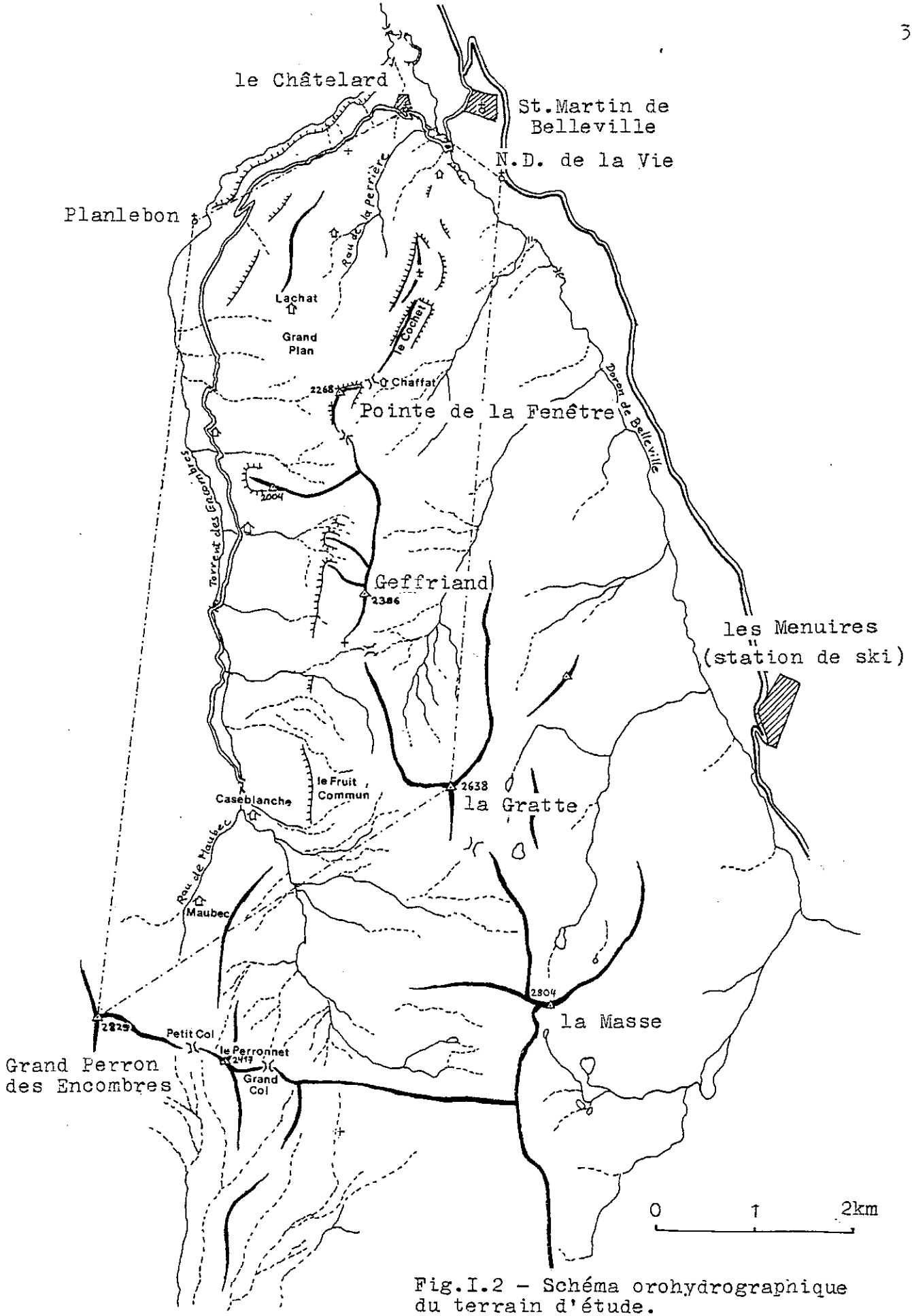


Fig.I.2 – Schéma orohydrographique du terrain d'étude.
—·—·— limite du P.E.R."le Cochet"

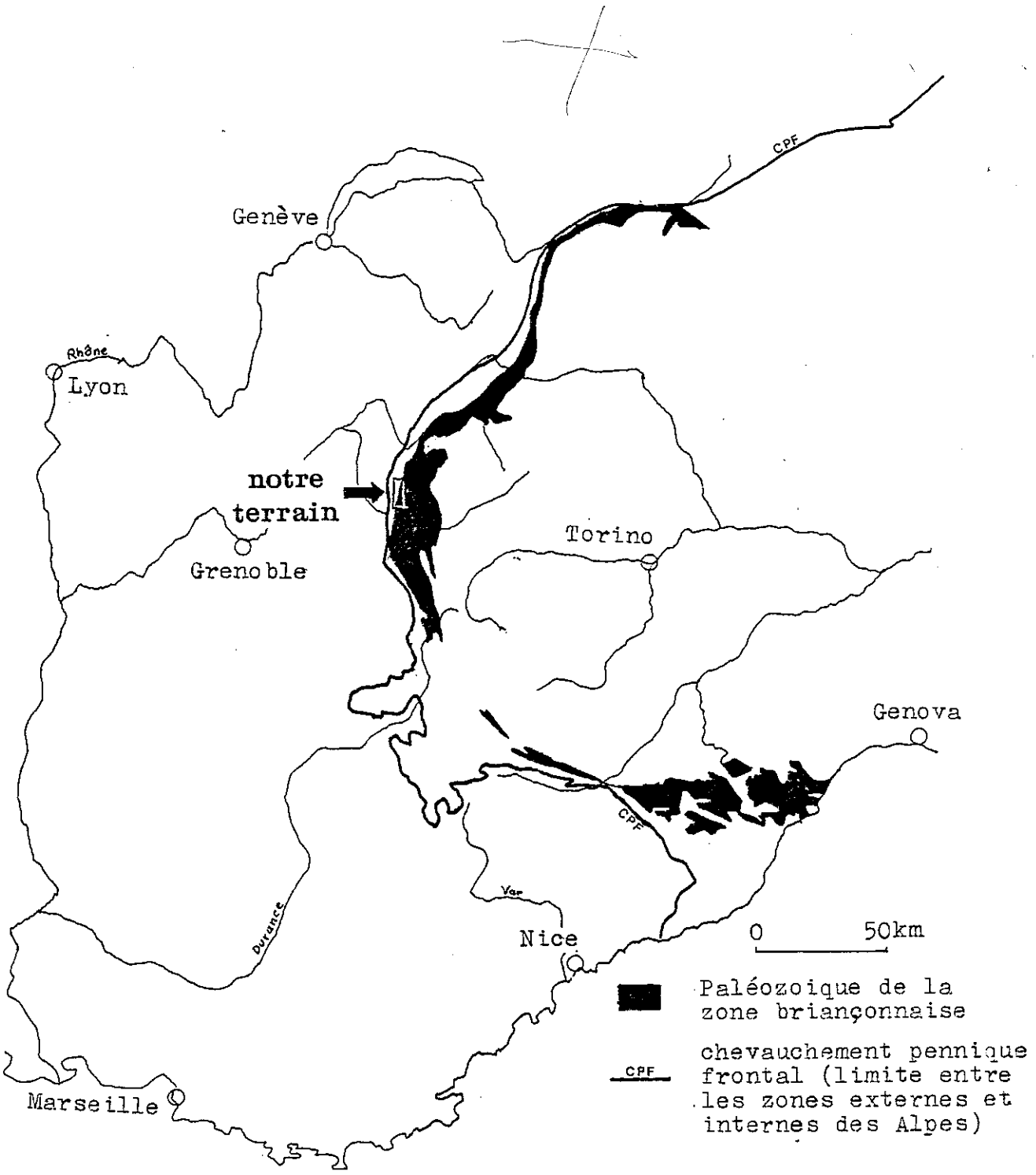


Fig.I.3 - Situation géologique dans les Alpes occidentales: entièrement dans les zones internes, le terrain d'étude recouvre la bordure occidentale (contre la zone subbriançonnaise) de la zone houillère constituée par le Paléozoique de la zone brianconnaise externe.

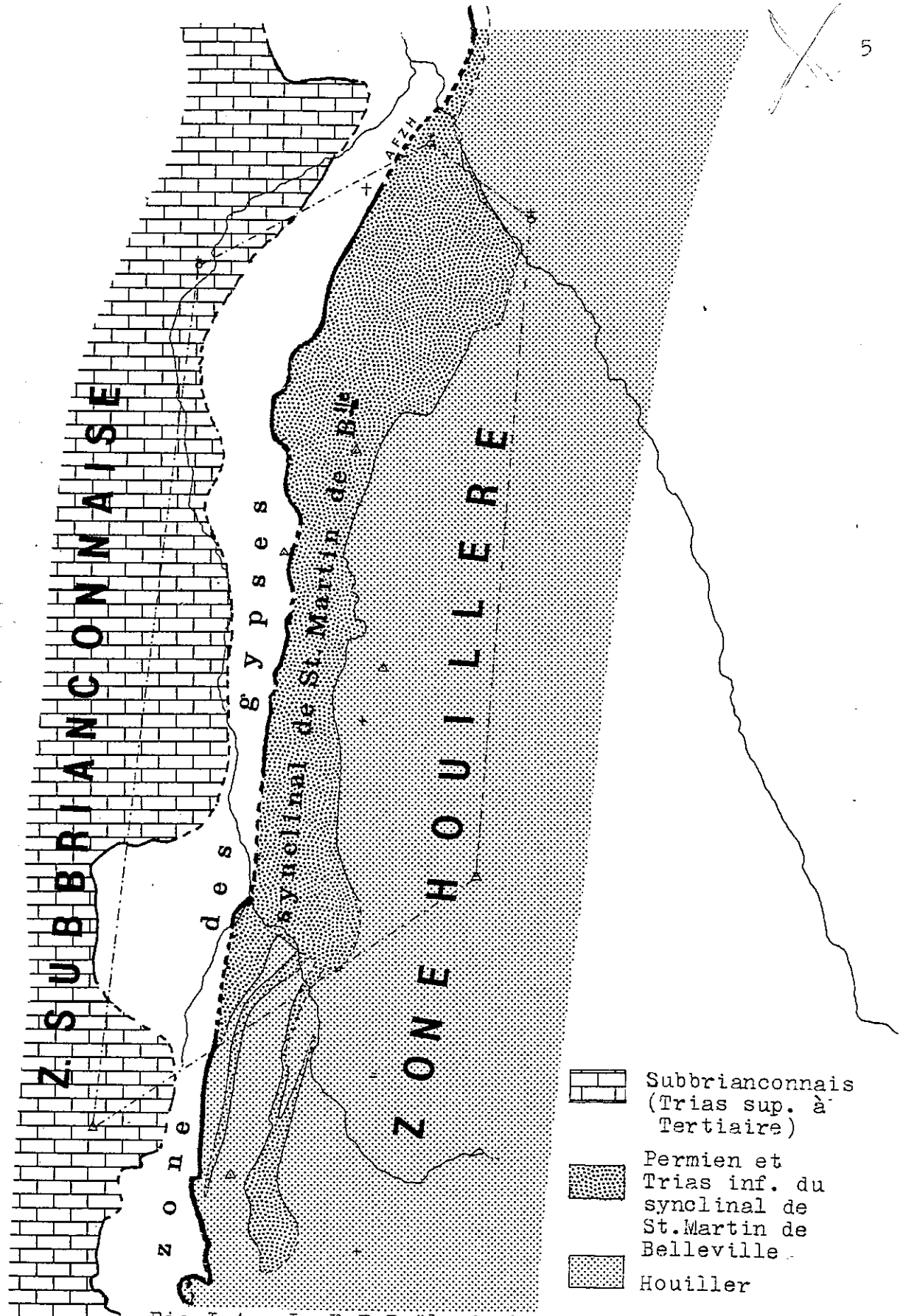


Fig.I.4 - Le P.E.R."le Cochet" recouvre des parties de la zone houillère brianconnaise et de la zone subbrianconnaise. Ces deux ensembles sont séparés par l'accident frontal de la zone houillère (AFZH). La zone des gypses du Pas du Roc est constituée par des gypses du Keuper qui emballent des bloc-klippes divers. La présente étude porte sur le synclinal de St.Martin de Belleville (BARBIER,1948) et sa série du Houiller terminal au Trias inférieur.

5. Travaux antérieurs

Wilfried KILIAN et Joseph REVIL (1904) semblent donner la première description de la géologie de notre terrain. Ils publient notamment (p220) une coupe (synthétique?) à travers la Pointe de la Fenêtre (fig.I.5).

Reynold BARBIER (1948) définit le "synclinal de St.Martin de Belleville", au cours de son étude classique du Subbriançonnais voisin.

L'apparition, en 1961, du mémoire de Jean FABRE: "Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise" (315p) est l'évènement décisif dans l'histoire de la découverte géologique de la région en question. La citation "FABRE(1961)" nous accompagnera d'un bout à l'autre de cette thèse.

Enfin, n'oublions pas que Roland AUMAITRE, chef de la mission Alpes de Minatome S.A. avait déjà poussé loin l'étude géologique du permis exclusif de recherche "le Cochet" avant le début de nos travaux.

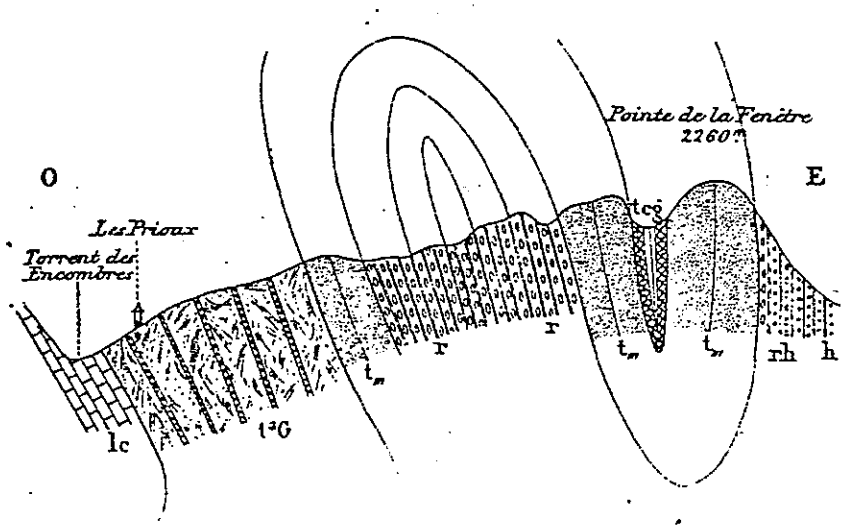


Fig. 82. — Coupe du massif de la Fenêtre près de Saint-Martin-de-Belleville.

LÉGENDE.

lc Lias calcaire. — t³G Gypses du Trias. — tcg Gypses et cargneules. — tm Quartzites du Trias inférieur. — r Grès permiens. — rh Permo-houiller. — h Grès houillers.

Fig.I.5 - Une coupe de notre terrain d'après KILIAN et al.(1904). Pour ces auteurs, la succession Houiller à Lias était normale et continue. Aujourd'hui on place entre les termes tm et t3G de cette coupe l'accident frontal de la zone houillère, limite entre la zone brianconnaise à l'est et la zone subbrianconnaise à l'ouest.

LE HOUILLER

1. INTRODUCTION

1.1 APERCU DE LA STRATIGRAPHIE DU HOUILLER

1.1.1 Les subdivisions du Houiller de la zone houillère

Le Houiller est le plus ancien terme de la série de notre terrain. Dans la zone houillère ont été définies les formations suivantes:

Assise de Courchevel	Stéphanien moyen	FABRE(1952)
Assise de Tarentaise	Wph.D à Stéph.inf.	FABRE(1952)
Assise de la Madeleine	Westphalien C	FEYS(1963)
(le Westphalien B n'a pas été caractérisé)		
Assise de la Benoite	Westphalien A	FEYS(1963)
Assise de Pasquier	Namurien	FEYS(1963)

Nous ne nous occuperons ici que de l'Assise de Tarentaise et de l'Assise de Courchevel, car seul le sommet du Houiller est représenté dans la région qui nous concerne.

1.1.2 L'Assise de Tarentaise

Peu à l'est de notre terrain (fig.II.1) FABRE(1961) signale des plantes fossiles du Westphalien D ou du Stéphanien inférieur. C'est l'Assise de Tarentaise représentée par des faciès houillers banaux: alternances de schistes noirs et de grès sombres à veines de charbon.

1.1.3 L'Assise de Courchevel

Elle est formée par les couches stériles qui, après les mouvements asturiens enfouissent le Houiller productif sous un vaste épandage de graviers et sables. Elle est le mieux représentée le long du bord oriental de la zone houillère de Modane à Champagny. Elle a été datée (FABRE,1952) par des plantes fossiles du Stéphanien moyen au Lac de la Loze au-dessus de Courchevel. En l'absence de fossiles, les galets de gneiss et de micaschiste sont le meilleur critère de reconnaissance.

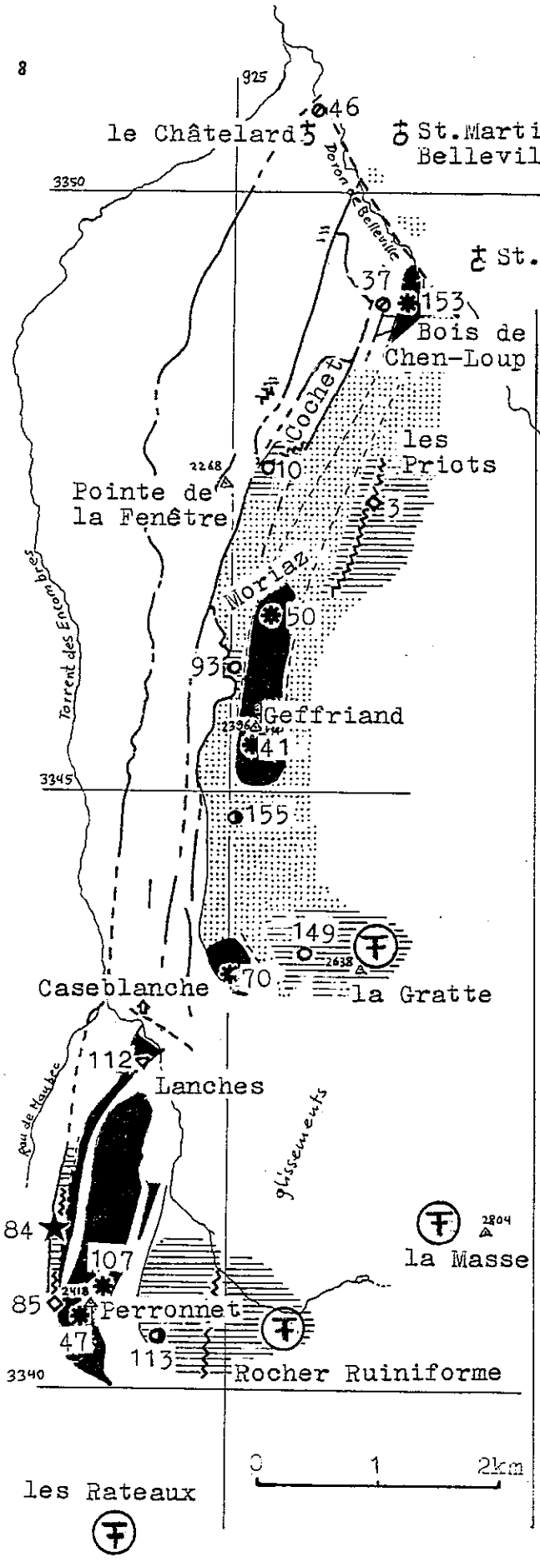
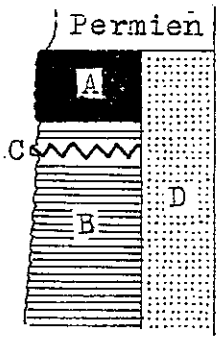


Fig.II.1 - Schéma des zones d'affleurement du Houiller.

Légende sous forme de log de la série régionale:



A Couches de Moriaz (Stéph. moy.-sup.?)

B Assise de Tarentaise (Westph.D à Stéphanien inf.)

C banc de phtanite dans la partie supérieure de B.

D Houiller indifférencié.

Localisation des échantillons:

- ○ grès micacé: SBC10, SBC93 SBC149. Assise de Tarent.
- ✱ tuf ou grès tufacé: SAC50, SBC41, SBC47. Couches de Moriaz.
- ◑ Faciès intermédiaire entre les deux précédents: SBC113, SBC155.
- ⊘ Deux échantillons attribuables soit au Houiller, soit au Permotrias: SAC37, SAC46.
- ◇ Phtanite à algues: SAC3, SBC85.
- ▽ Echantillon à mica chromifère: SBC112.
- ★ Dolérite en sill: SBC84

Gisements fossilifères d'après FABRE(1961):
les Rateaux, Westph.D probable;
Rocher ruiniforme, Wph.D prob.;
la Masse, Wph.D probable;
la Gratte, Pecopteris lamurensis, Westph. sup. à Stéphanien inf.

1.2 INTRODUCTION AU HOUILLER DE NOTRE TERRAIN

1.2.1 Difficultés

Il faut être très prudent dans l'interprétation stratigraphique de notre terrain en raison des difficultés suivantes:

- la forte transposition de la stratification par les plis,
- la monotonie et les répétitions des faciès,
- la possibilité de variations latérales rapides dans ces sédiments continentaux,
- l'absence de macrofossiles détruits par la schistosité recoupante,
- l'absence de pollens séparables avec les méthodes courantes en raison du métamorphisme naissant.

1.2.2 La limite Houiller - Permien

Nous définissons, en l'absence de fossiles, le Houiller par les alternances de grès et de schistes noirs. Selon FABRE(1961) il peut y avoir des intercalcations non-tectoniques de schistes rouges et verts. Toutefois nous faisons commencer le Permien avec l'apparition des schistes rouges épais et massifs.

1.2.3 Distinstion entre deux types de Houiller

Les schistes noirs sont communs à tout le Houiller, mais les grès qui alternent avec eux présentent une variation continue entre deux extrêmes.

Les grès micacés sombres, très répandus, sont le faciès classique du Houiller. Ils caractérisent, sur notre terrain, l'Assise de Tarentaise.

Des grès volcaniques, tufacés ou des tufs, généralement clairs, caractérisent une formation affleurant suivant une bande (fig. II.1) qui part du Bois de Chien-Loup au nord, passe par Moriaz et au-dessus de Caseblanche, puis monte par les Lanches au sommet du Péronnet.

Nous proposons de séparer de l'Assise de Tarentaise l'ensemble à materiel volcanique sous le nom de Couches de Moriaz.

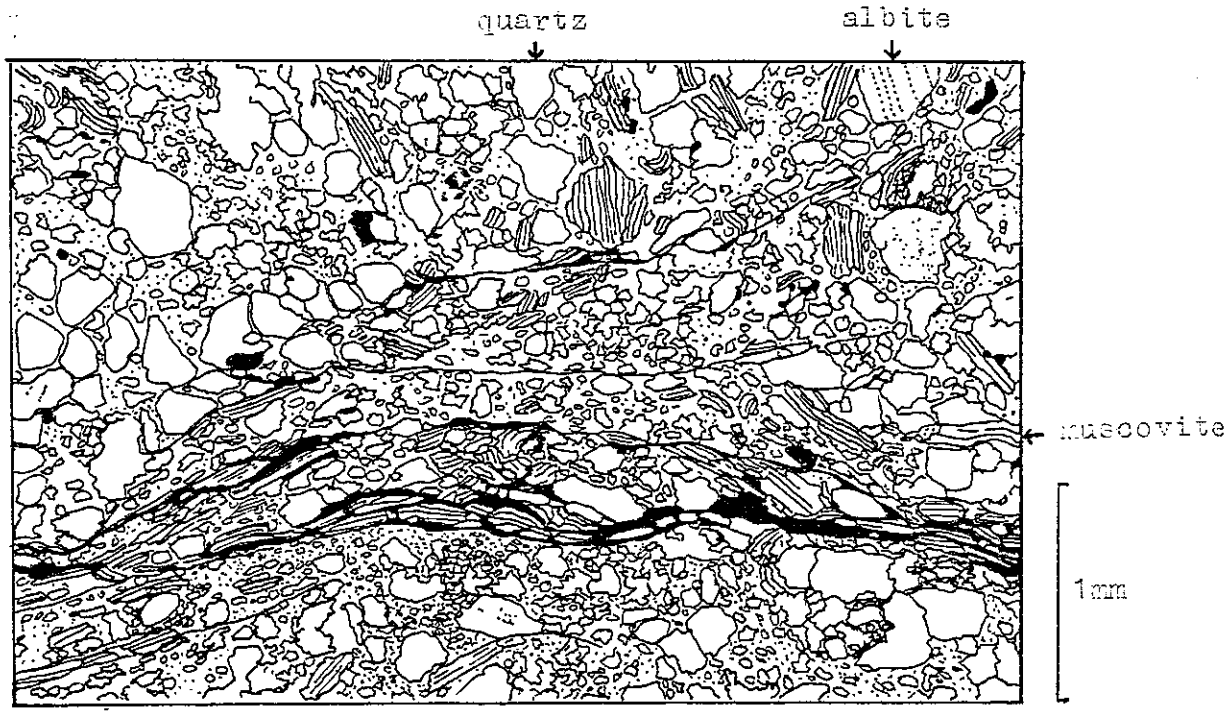


Fig.II.2 - Grès micacé de l'Assise de Tarentaise, échantillon SBC149, lame mince. On remarquera les nombreuses paillettes de mica détritique qui contrastent avec les phyllosilicates néoformés interstitiels trop petits pour être représentés. On voit quelques albites maclés. La matière organique (en noir) est concentrée dans la schistosité fruste.

Fig.II.3 - Exemple d'albite en échiquier, ici dans la matrice gréseuse du Conglomérat de Courchevel, échantillon SBC117, lame mince. On interprète ce type d'albite comme le résultat du remplacement de feldspath potassique. Les albites en échiquier se trouvent dans les différents termes du Houiller, mais aussi dans le reste de la série jusqu'au Werfénien inclu.

2. PRESENTATION DES FACIES DU HOUILLER

2.1 L'ASSISE DE TARENTAISE

2.1.1 Introduction

L'Assise de Tarentaise se présente, comme nous l'avons dit plus haut, sous forme d'alternances de schistes noirs et de grès sombres micacés. De temps en temps s'y intercalent des couches de charbon, en général minces, de petits conglomérats à galets de quartz et exceptionnellement des phtanites (lydiennes).

2.1.2 Les schistes noirs

Les schistes noirs omniprésents sont souvent riches en paragonite, minéral de métamorphisme qui implique un chimisme sodique et alumineux. Elle se serait formée aux dépens d'illites sodiques (FREY,1969) ou aux dépens de kaolinite et d'albite (DUNOYER,1972). La diffractométrie RX semi-quantitative sur sept échantillons indique les pourcentages moyennes suivantes (entre parenthèses l'écart-type):

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
53(18)	42(18)	4(5)	tr.	0	0	0

2.1.3 Les grès micacés

Ils sont riches en grandes muscovites détritiques (fig.II.2). Les plagioclases sont entièrement albitisés. Les albites d'un type particulier dit "en échiquier" (fig.II.3) témoignent de l'albitisation d'anciens feldspaths potassiques entièrement disparus. A partir d'un comptage de 36 feldspaths de la lame mince SBC93, on peut estimer qu'environ 20% étaient potassiques à l'origine. La diffractométrie RX semi-quantitative sur quatre échantillons indique les pourcentages moyennes suivantes (entre parenthèses l'écart-type):

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
70(9)	12(4)	7(6)	11(4)	0	0	0

2.1.4 Les phtanites

Ce sont des roches très particulières, noires, recristallisées en une fine mosaïque de quartz qui, au microscope en lumière "naturelle", revèlent des structures attribuables à des algues. Ces phtanites ont été découvertes et décrites par FABRE(1956, 1959, 1961). Dans notre secteur, il cite et cartographie (fig.II.1) des bancs de phtanites entre les Priots (St.Marcel) et Moriaz et au Grand Col des Encombres.

Nous en avons retrouvé près du contact avec la zone des gypses au Petit Col des Encombres (SBC85, fig.II.1) et en direction plus au nord (coordonnées Lambert 925,615-3341,560) en association avec du charbon; à l'est du Col de la Fenêtre où elles forment une petite butte (925,470-3347,675) et en pierres volantes dans le haut vallon des Foyères (925,220-3348,100). Ces phtanites semblent se situer, dans la stratigraphie locale, au sommet de l'Assise de Tarentaise, près de la limite avec les Couches de Moriaz.

2.2 LES COUCHES DE MORIAZ

Si, en montant dans la série, on passe de l'Assise de Tarentaise aux Couches de Moriaz, on reste dans des alternances assez semblables de schistes noirs et de grès. On remarque cependant leur couleur en général un peu plus claire et dans certains secteurs l'oeil est attiré par des bancs massifs blanchâtres parfois légèrement tachetés de rouille.

En lame mince (fig.II.4) ces bancs montrent leur nature magmatique acide. On y observe des quartz rhyolitiques et des phéno phénocristaux, parfois abondants, de feldspaths albitisés, Un comptage sur 200 feldspaths de la lame mince SBC47 indique 60% d'albites en échiquier. Les feldspaths potassiques semblent donc avoir prédominé avant l'albitisation. Une pâte recristallisée en une fine mosaïque de quartz, albite et phyllosilicates entoure les phénocristaux. Nous ne savons pas si ces roches étaient des tufs ou des coulées minces et régulières. Il ne semble toutefois pas s'agir de sills, car elles sont immédiatement remaniées dans les grès volcaniques qui les entourent et qui forment l'essentiel des Couches de Moriaz. Ces grès contiennent davantage de phyllosilicates et il sont alors schisteux et de couleur souvent assez sombre. La limite entre l'Assise de Tarentaise et les Couches de Moriaz est assez difficile à tracer et on retient l'impression d'une transition graduelle entre les deux ensembles, ce qui explique qu'ils n'aient pas été distingué auparavant.

Huit échantillons des grès et "tufs" des Couches de Moriaz, étudiées par diffractométrie RX semi-quantitative ont fourni les pourcentages moyens suivants (entre parenthèses l'écart-type):

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
60(11)	7(4)	2(2)	31(13)	0	0	0

Aux Lanches, au sud de Caseblanche, ont été trouvés, dans le grès volcanique, des phyllosilicates d'un beau vert-bleu (échantillon SBC112, fig.II.1). Un concentré approximatif de ce minéral analysé en absorption atomique a donné 0,64% Cr (0,93% Cr O_3). Il s'agit de mica chromifère comme il en a aussi été trouvé dans le Permien.

2.3 LE CONGLOMERAT DE COURCHEVEL

Nous appelons ainsi le faciès caractéristique de l'Assise de Courchevel.

Le Conglomérat de Courchevel n'affleure pas sur notre terrain. Nous l'avons étudié pour comparaison au-dessus de Val Thorens au pied du Mont du Borgne et de l'Aiguille de Péclet (échantillon SBC117, Lambert 935,325-3342,025). Il s'agit d'un poudingue induré à galets de gneiss parfois à deux micas et grenat, de micaschiste (fig.II.5) et de leptynite. Nous n'avons pas rencontré de feldspath potassique dans les sept lames minces étudiées.

En diffractométrie RX semi-quantitative (cf. annexe A) l'échantillon SBC117 (quarté à partir d'une masse importante) donne:

	quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
%	68	7	3	21	0	0	0

3. CARACTERISATION PAR DES METHODES DE LABORATOIRE

3.1 INTRODUCTION

Faute de pouvoir nous livrer à une étude exhaustive, nous avons traité un certain nombre d'échantillons qui nous ont paru caractéristiques des trois types du Houiller: Assise de Tarentaise, Couches de Moriaz et Conglomérat de Courchevel. Nous avons utilisé les méthodes suivantes:

- granulométrie,
- tri des minéraux lourds,
- typologie des zircons.

Les résultats de la diffractométrie semi-quantitative sont comparés dans la fig.II.6.

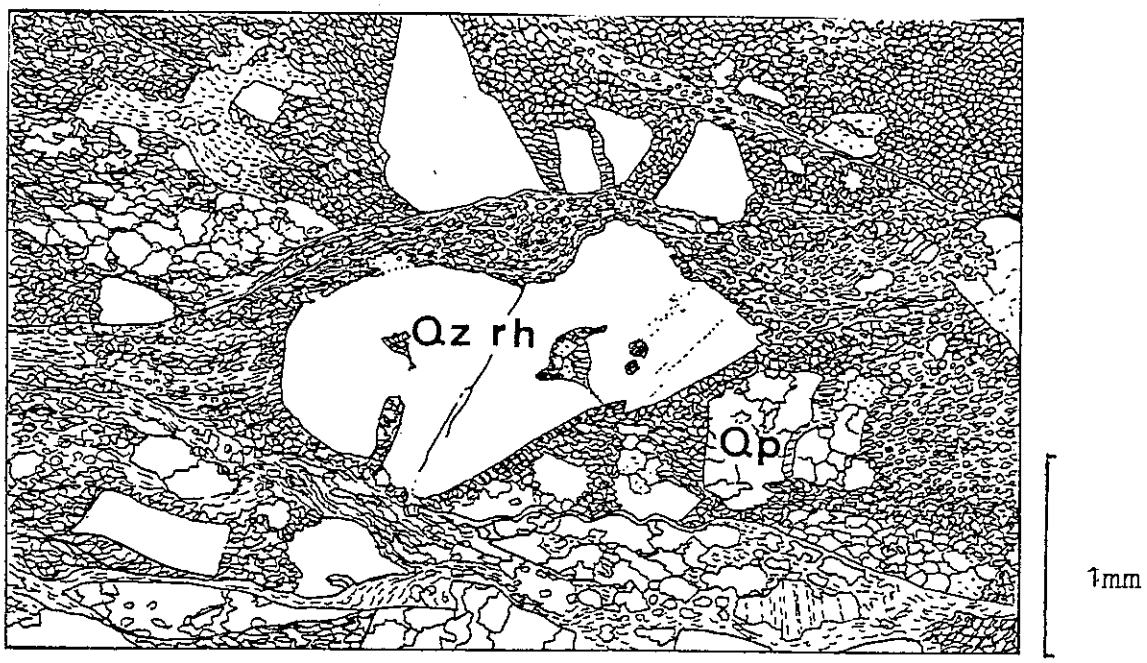


Fig.II.4 - Grès gris clair volcanique ou tuf, légèrement schisteux des Couches de Moriaz, échantillon SAC50, Moriaz, lame mince. Au centre un quartz rhyolitique (Qzrh) et à côté un quartz polycristallin (Qp).

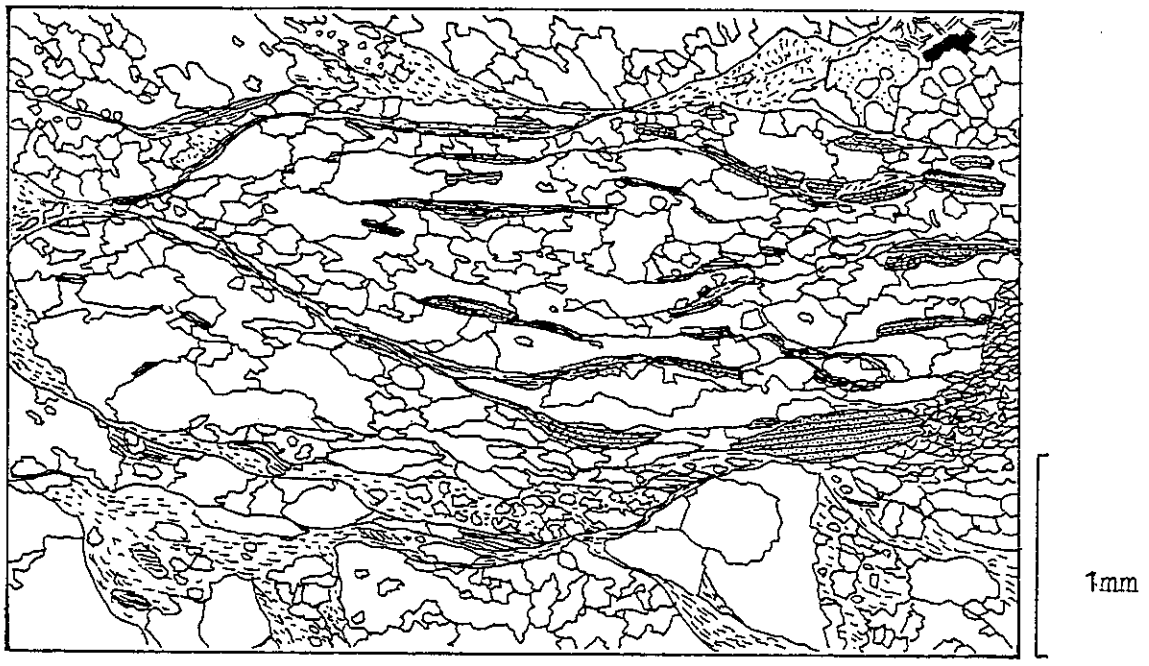


Fig.II.5 - Conglomérat de Courchevel, échantillon SBC265, Val Thorens, lame mince. Un galet de micaschiste occupe presque tout le dessin.

3.2 GRANULOMETRIE

Dans nos roches indurées, la seule méthode possible est le "tamisage virtuel" sur lame mince. La déformation et le métamorphis e alpin naissant causent des modifications dans la structure et la granulométrie dont l'ampleur est difficile à estimer. Il ne faut pas trop pousser l'interprétation de ces courbes.

Les Couches de Moriaz se distinguent par leurs teneurs en matrice plus fortes que celles de l'Assise de Tarentaise (fig.II.7).

3.3 LES MINERAUX LOURDS DES ROCHES DU HOUILLER

3.3.1 La composition modale

Les zircons sont abondants partout, mais la différence entre l'Assise de Tarentaise et les Couches de Moriaz est nette (tabl.II.1): tourmaline et rutile, bien représentés dans les grès de l'Assise de Tarentaise, sont presque absents dans ceux des Couches de Moriaz, où par contre ont été trouvés une hornblende brune (SBC47) et un grenat vert (SAC50), probablement une grossulaire chromifère comme dans le Permien.

L'échantillon du Conglomérat de Courchevel ressemble par ses minéraux lourds à l'Assise de Tarentaise.

3.3.2 Typologie des zircons

Nous appliquerons souvent, dans ce mémoire, la méthode typologique de la classification des zircons développée par Jean-Pierre PUPIN à partir de 1972 (cf. PUPIN, 1976, 1980 et PUPIN et al.1981). Il s'agit d'une classification morphologique selon le développement des différentes faces cristallines. Le rapport des prismes (100) et (110) définit l'indice dit "de température" (I.T.) dont la signification géothermométrique a été précisée par PUPIN et al.(1972). Le rapport des pyramides (101) et (211) définit l'indice dit "d'alcalinité" (I.A.). Le rapport avec l'alcalinité des roches n'est cependant pas direct et les courbes isoalcalines ne semblent pas être verticales dans le diagramme. Nous conservons les appellations indice d'alcalinité et indice de température (ou I.A. et I.T.) en sachant qu'il s'agit d'indices morphologiques.

Le zircon nait dans le magma et il recristallise dans les migmatites. Pour le reste, il est extrêmement stable et résistant et ainsi un excellent traceur. Dans nos sédiments houillers

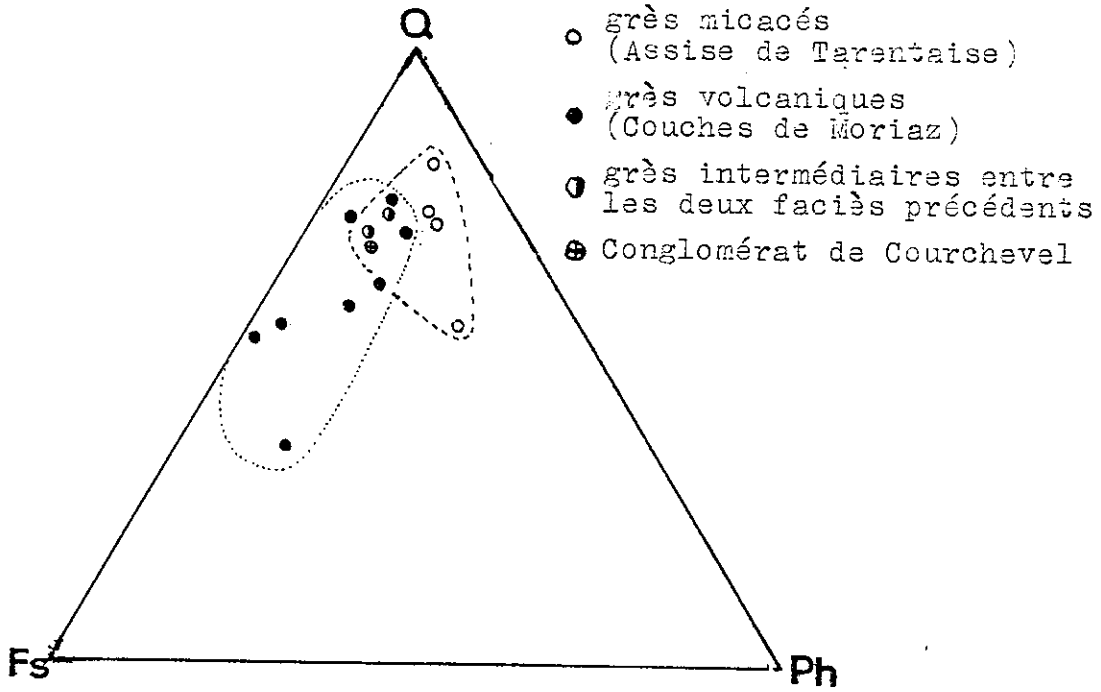


Fig. II.6 - Compositions minéralogiques des grès du Houiller obtenues par diffraction RX semi-quantitative. On remarque les teneurs plus fortes en feldspath des Couches de Moriaz qui signalent leur immaturité sédimentologique.
Q - quartz; Fs - feldspath; Ph - phyllosilicates.

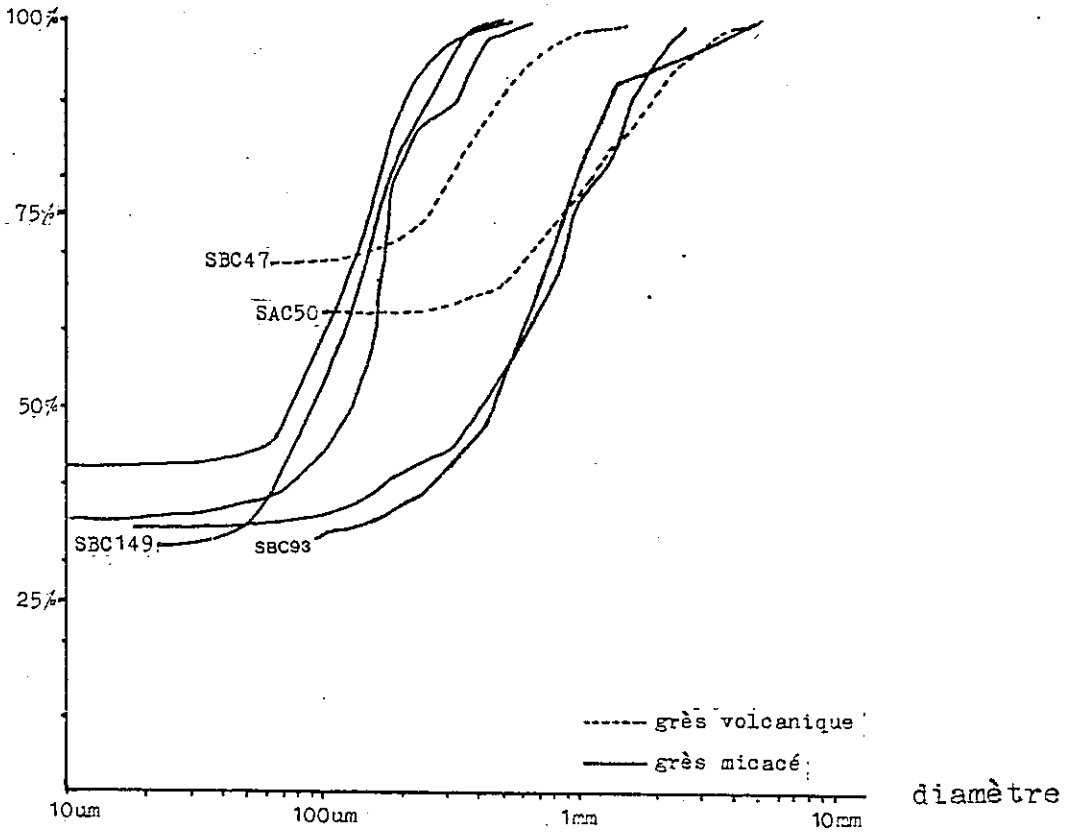


Fig. II.7 - Courbes granulométriques (par comptage en lame mince) des grès du Houiller. Les trois courbes sans numéro sont des grès micacés empruntés à R.FABRE(1982).
On remarque la différence dans la teneur en matrice entre les grès micacés et les grès volcaniques.

échant.	nature	zircon	rutile	tourm.	n	divers
SBC93	grès	A	PA	PA	–	←hornblende verte (moins que 1%)
SBC149	micacé	A	R	PA	–	
SBC113	f.interm.	94	6	0	89	
SAC50	grès	98	2	0	254	
SBC47	volc.	100	0	0	187	
SBC117	As.Courch.	A	R	PA	–	←leucoxène et anatase (20%)

TA	env.	90	à	100%
A	"	60	à	90%
M	"	30	à	60%
PA	"	10	à	30%
R	"	1	à	10%

n nombre des grains comptés

Tabl.II.1 – Minéraux lourds transparents du Houiller, fraction D > 2,9, non-phylliteuse après attaque à HNO3 et HCl, granulométrie 50 à 160 um.
Les grès volcaniques des Couches de Moriaz se distinguent par la quasi-absence de rutile et tourmaline. Le SBC117 est un échantillon du Conglomérat de Courchevel.

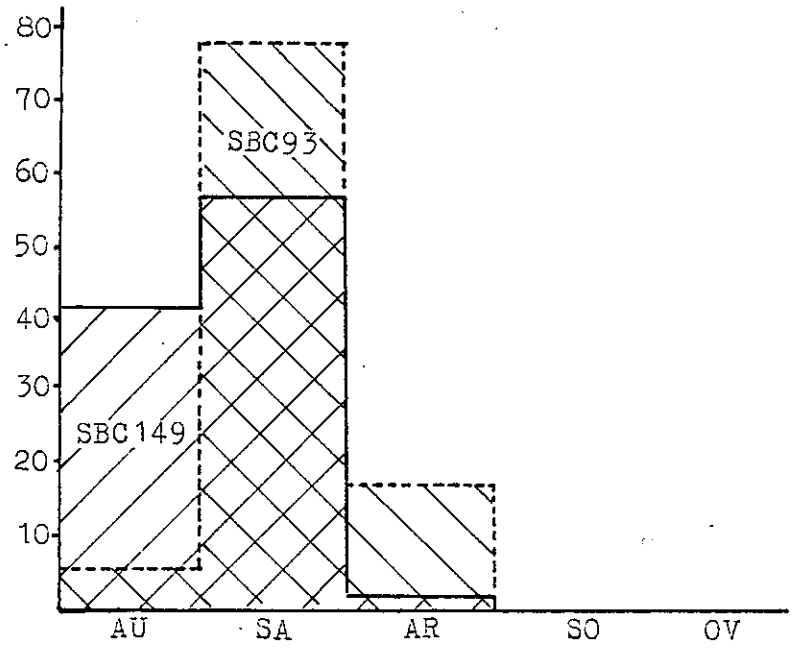


Fig. II.8 – Degré d'usure des zircons des grès micacés houillers. Echantillons SBC93 et SBC149 (100 zircons comptés). Ces zircons ont été peu ou pas usés, car la morphologie subautomorphe de beaucoup de zircons est originelle et ne doit rien au transport.
AU automorphe, SA subautomorphe, AR arrondi, SO subovoide, OV ovoide (d'après PUPIN, 1976, p33).

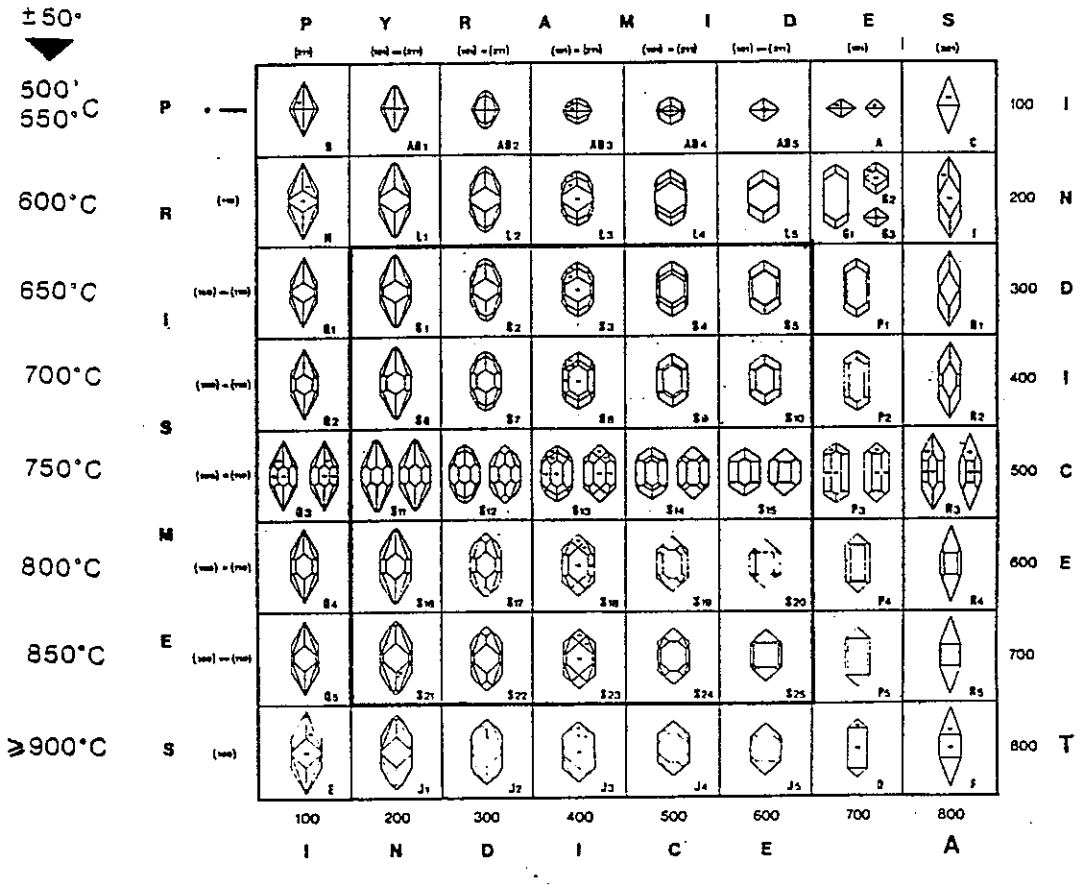


Fig.II.9 - Types et sous-types fondamentaux de la classification typologique des zircons (PUPIN et al.1972a; modifiée PUPIN et al. 1974) et échelle géothermométrique correspondante (PUPIN et al. 1972b).
L'indice d'alcalinité (I.A.), en abscisse, correspond au développement relatif des deux pyramides (211) et (101).
L'indice de température (I.T.), en ordonnée, correspond au développement relatif des deux prismes (110) et (100).
Le domaine du type S qui est de loin le plus courant dans la nature a été souligné par un trait renforcé.

peu matures, les zircons sont automorphes ou subautomorphes et l'usure par le transport est négligeable (fig.II.8).

Après la séparation des zircons de la granulométrie de 50 à 160 um, nous avons déterminé 100 zircons dans chaque échantillon. La répartition de ces zircons sur les types et sous-types du diagramme typologique (fig.II.9) est montrée dans les diagrammes de la fig.II.10. Cette répartition permet de calculer un point moyen $I.\overline{A}.-I.\overline{T}.$, selon:

$$I.\overline{A}. = \Sigma I.A./N \text{ et } I.\overline{T}. = \Sigma I.T./N,$$

qui permet de comparer les échantillons par la situation de leurs points moyens sur le diagramme typologique (fig.II.10).

Les Couches de Moriaz y sont caractérisées par leur zircons à I.T. élevé que l'on attribue, sans hésitation, au volcanisme acide. Ces points moyens se trouvent dans le domaine des rhyolites de la série calco-alcaline définie par PUPIN(1980).

L'échantillon du Conglomérat de Courchevel montre avec I.T. 330 la valeur I.T. la plus faible que nous ayons rencontrée dans la zone houillère. De tels zircons ont été observés par Jean-Pierre Pupin dans les migmatites et les leucogranites ou granites d'anatexie.

Les échantillons de l'Assise de Tarentaise se trouvent intermédiaires et leurs populations pourraient être issues de mélanges entre les deux termes ci-dessus.

Une petite étude sur les granitoides des massifs cristallins externes, faite à l'occasion d'échantillons fournis par Gérard Vivier, montre que les granites hercyniens du type "Lauzière - Roche Noire - Bourg - Orgières" ont des zircons qui eux-aussi pourraient rentrer dans la composition du matériel de l'Assise de Tarentaise. Par contre l'échantillon de la Série Satinée de Belledonne (Gérard Vivier) montre une population à fort degré d'usure qui n'a jamais été observé dans notre Houiller.

Il est évident que le nombre d'échantillons traités est insuffisant pour conclure à l'origine de l'Assise de Tarentaise.

4. ANALYSE CHIMIQUE D'UN GRES VOLCANIQUE OU TUF DES COUCHES DE MORIAZ

Une analyse faite sur l'échantillon SAC50, grès volcanique ou tuf de Moriaz est trop riche en SiO2 pour une rhyolite (tabl.II.2). Ceci reflète:

- soit une silicification post-dépôt,
- soit des processus sédimentaires: remaniement avec tri ou mélange avec du matériel non-volcanique,
- soit un tri intervenant dans la retombée aérienne des tufs.

Une catanorme calculée d'après cette analyse indique:

quartz	muscovite	chlorite	albite
69	11	10	10

La diffractométrie RX semi-quantitative avait donné:

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
74	4	6	16	0	0	0

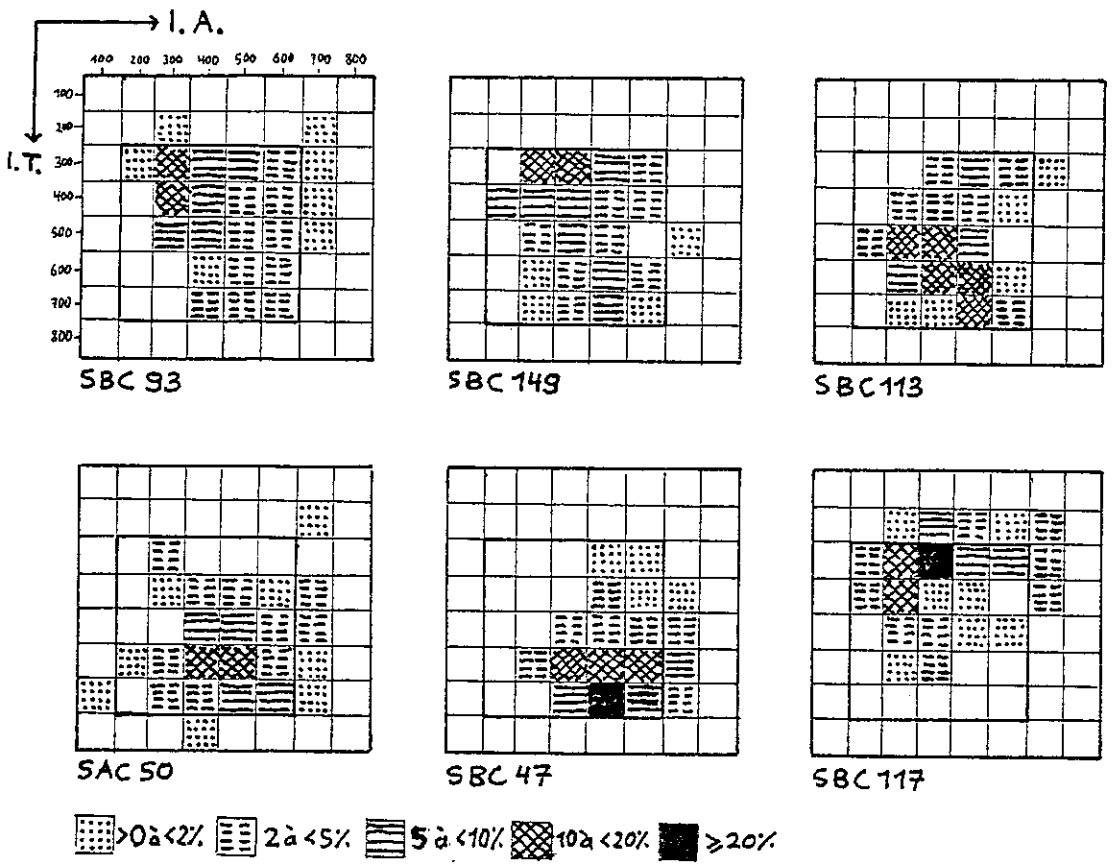


Fig.II.10 - Les populations de zircon du Houiller dans le diagramme typologique de Pupin, cent zircons déterminés.
- Les grès micacés de l'Assise de Tarentaise (SBC93 et SBC149) contiennent surtout des zircons "sialiques", c'est-à-dire à faibles valeurs des indices d alcalinité (I.A.) et de température (I.T.). Ces zircons sont interprétés comme provenant du socle.
- Les grès volcaniques et "tufs" des Couches de Moriaz (SAC50 et SBC47) ont surtout des zircons d'indices I.A. et I.T. élevés. Ces zircons sont interprétés comme provenant d'un volcanisme contemporain à la sédimentation.
- L'échantillon SBC113 est intermédiaire entre les deux faciès précédents.
- Le Conglomérat de Courchevel (échantillon SBC117) montre les mêmes caractères que les grès de l'Assise de Tarentaise. Il est composé de galets de roches cristallines. Il semble que cette même source ait alimenté l'Assise de Tarentaise.

Tabl.II.2 - Analyse chimique des éléments majeurs de l'échantillon SAC50, "grès volcanique" de Moriaz. Comparée à la moyenne des rhyolites de LE MAITRE(1976), cette roche est légèrement enrichie en SiO2.

	SAC50	rhyolite moyenne
SiO2	81,80	72,76
Al2O3	8,80	13,26
Fe2O3tot	2,97	2,71
MnO	0,14	0,06
MgO	0,96	0,39
CaO	-	1,14
Na2O	1,16	3,55
K2O	1,15	4,30
TiO2	0,16	0,28
P2O5	0,03	0,07
P.F.	1,47	1,49
total	98,64	100,01
FeOtot/MgO	2,78	6,26

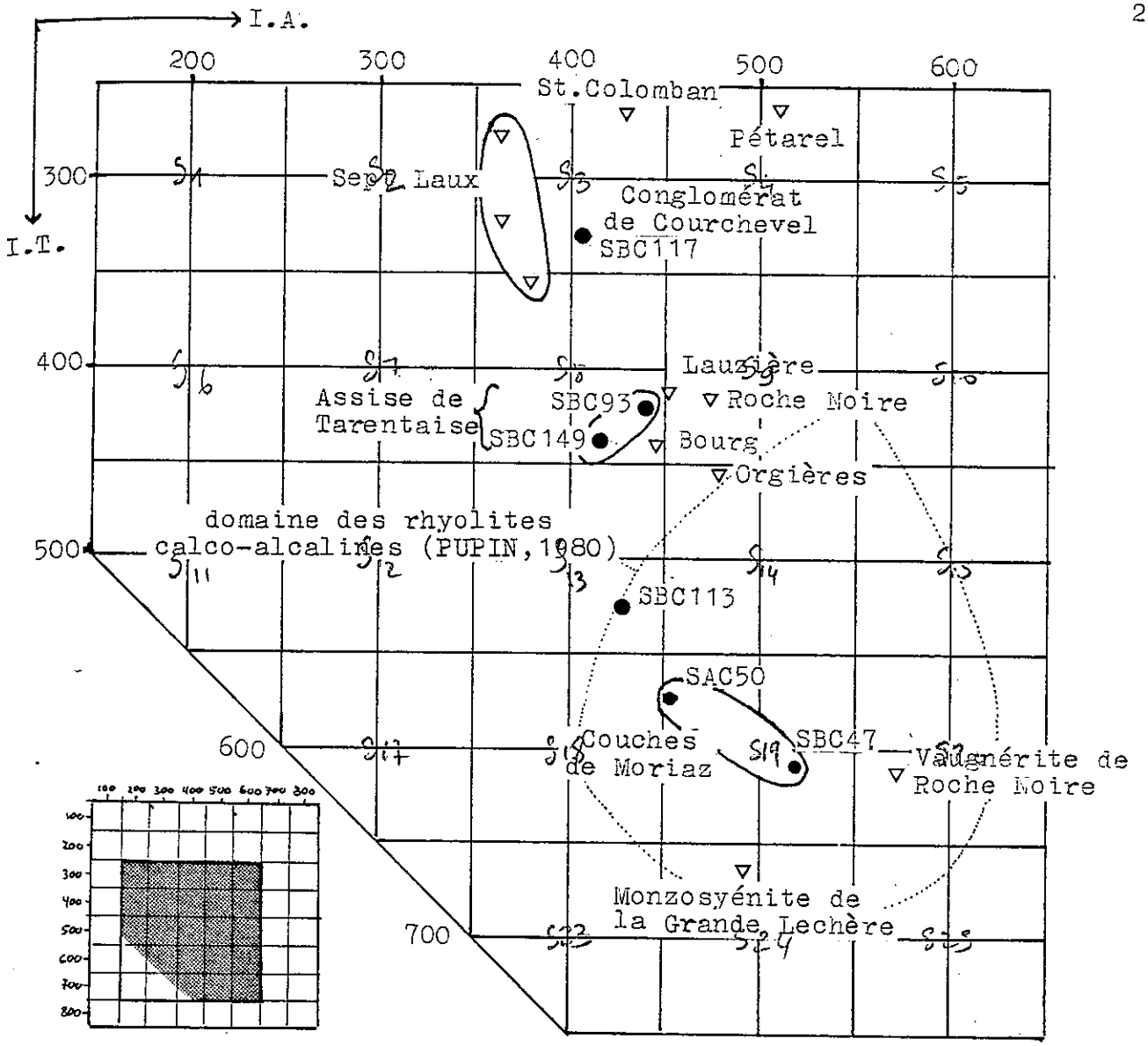


Fig.II.11 - Les points moyens I.A.-I.T. des populations du Houiller (symboles pleins) et de quelques granitoïdes des massifs externes étudiés à l'occasion d'échantillons fournis par Gérard Vivier.

Les échantillons des Couches de Moriaz ont des indices de température (I.T.) élevés qui se trouvent au centre du domaine des rhyolites calco-alcalines de PUPIN(1980).

Le faciès intermédiaire (SBC113) et les grès micacés de l'Assise de Tarentaise s'éloignent de plus en plus vers les faibles I.T..

Le point extrême est formé par l'échantillon du Conglomérat de Courchevel composé de galets de roches cristallines.

L'alignement s'explique probablement par un mélange sédimentaire de zircons fournis par les deux pôles extrêmes. Une participation de zircons provenant de granites hercyniens du type "Lauzière-Roche Noire-Bourg-Orgières" ne paraît pas exclue.

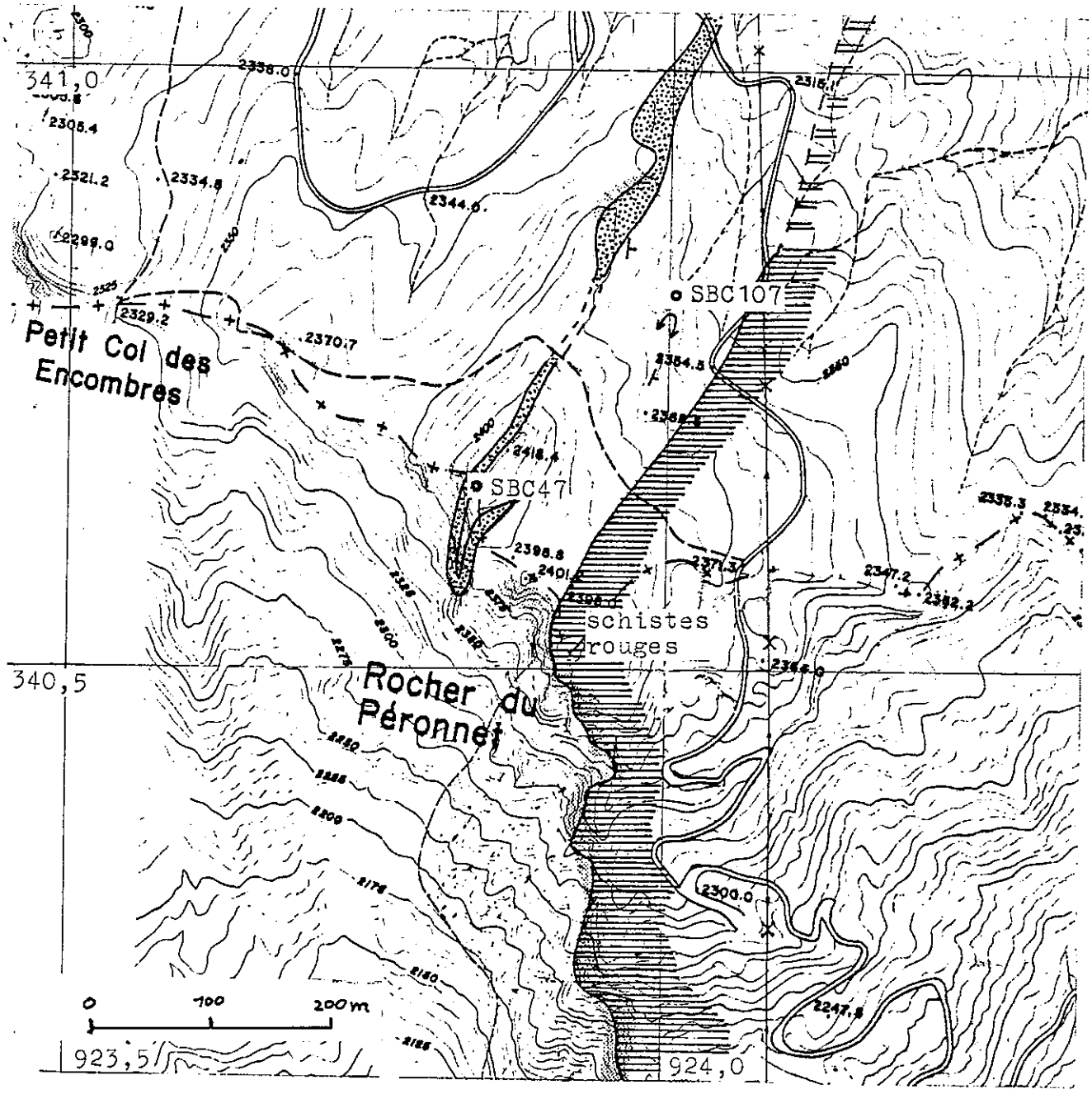


Fig.II.12 – Schéma illustrant la situation du banc de roche volcanique que FABRE(1961) attribue au Permien et que nous proposons de ranger dans nos Couches de Moriaz du Houiller terminal. Ce banc (échantillon SBC47) forme exactement le sommet (2418,4m) du Péronnet. Il est encaissé dans un ensemble de grès gris schisteux alternant avec des schistes noirs. Ces grès gris sont riches en matériel volcanique comme l'a montré entre autres l'étude de la lame mince SBC107. Ces couches ressemblent à l'Assise de Tarentaise par leur architecture en bancs réguliers et par leurs schistes noirs; elles s'en distinguent par leur origine surtout volcanique et par ses couleurs plus claires, grises et blanchâtres. Elles forment pour nous l'unité stratigraphique des "Couches de Moriaz" qui s'intercale, sur notre terrain, entre l'Assise de Tarentaise et le Permien. Ce dernier nous paraît débuter 75m plus loin à l'est avec les premiers schistes rouges.

5. L'INTERPRETATION DES COUCHES DE MORIAZ

5.1 L'IMPORTANCE DU VOLCANISME ACIDE

Les Couches de Moriaz comprennent des schistes gris et des roches "gréseuses" souvent très feldspathiques (albite) et pauvres en phyllosilicates. Il y a des roches volcaniques (tufs ou même coulées) dont la roche du sommet du Péronnet est un bon exemple. Il y a aussi des termes intermédiaires entre les roches volcaniques et sédimentaires passant par des tufs remaniés à des grès tufacés ou volcaniques. De l'origine volcanique témoignent les caractères suivants:

- les abondances des quartz rhyolitiques (la moyenne de deux comptages donne 8% de la roche totale soit 23% des grains),
- la forte teneur en feldspath montrant l'immaturité sédimentologique,
- l'abondance de la matrice ce qui revient à décrire des phénocristaux dans une pâte,
- l'absence des tourmalines et rutiles exceptionnels dans les roches volcaniques,
- la morphologie de haute température des zircons (I.T. élevé).

Ce matériel volcanique semble surtout pyroclastique ou ignimbritique, au moins ne trouve-t-on jamais de galets de roche volcanique.

5.2 DISCUSSION DE QUELQUES AFFLEUREMENTS PARTICULIERS

Le sommet du Péronnet est formé par un banc massif métrique de couleur claire interprété (FABRE,1961,p42) comme tuf rhyolitique permien. Nous préférons placer la base du Permien 75 m plus à l'est. La roche du Péronnet, intercalée dans un ensemble à schistes gris-noir, nous paraît typique des Couches de Moriaz (fig.II.12).

Aux Couches de Moriaz appartient aussi l'affleurement du SBC70 au-dessus de Caseblanche (fig.II.1) qui a été figuré en quartzites werféniens sur la carte géologique d'Annecy 1:250 000.

Je rattacherais aux Couches de Moriaz aussi la roche décrite par FABRE(1961,p104) au Roc de la Lune (au nord de Béranger) et interprétée comme rhyolite ou tuf acide permien.

A ce même ensemble appartiennent peut-être aussi, en raison de leurs éléments volcaniques, les "arkoses de Béranger" attribuées (FABRE,1961) à l'Assise de Courchevel.

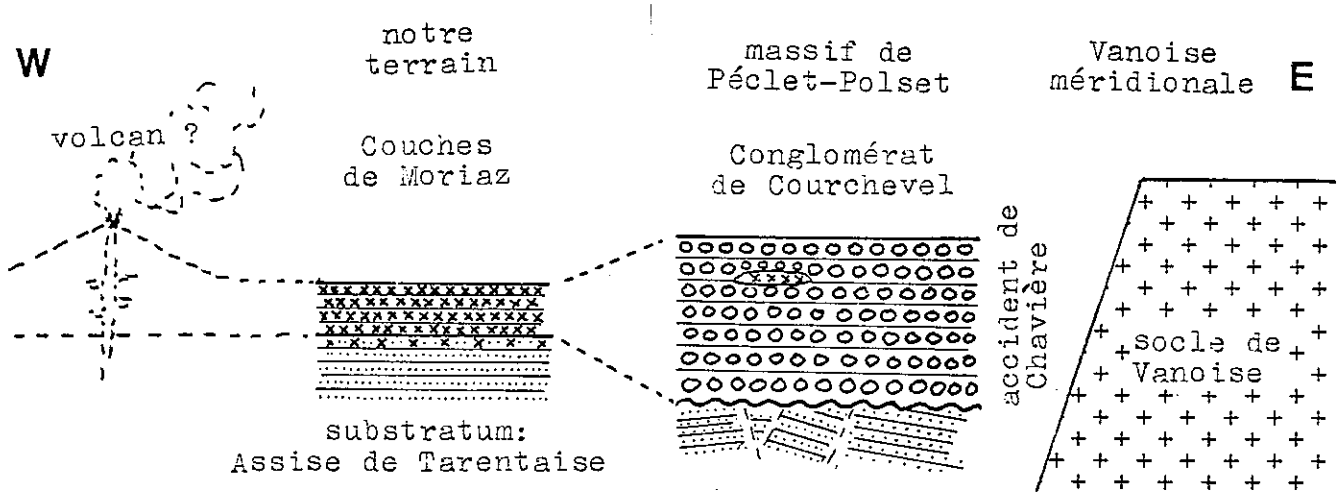


Fig.II.13 - Coupe E-W très schématique illustrant la paléogéographie du Stéphanien moyen, selon l'hypothese que les Couches de Moriaz seraient l'équivalent latéral du Conglomérat de Courchevel (hypothèse "c" du texte).

A l'est un socle déverse, après le jeu asturien de la faille limitant le bassin, ses galets qui forment le Conglomérat de Courchevel discordant sur l'Assise de Tarentaise. Ce socle pourrait être plus ou moins identique à celui de la Vanoise méridionale, la faille un prédécesseur de l'accident de Chavière.

A l'ouest, sur notre terrain, le volcanisme domine la sédimentation des Couches de Moriaz qui semblent passer en continuité à l'Assise de Tarentaise sous-jacente.

5.3 LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DES COUCHES DE MORIAZ

Elles occupent, dans la stratigraphie locale, la place entre le sommet de l'Assise de Tarentaise (Stéphanien inférieur) et la base du Permien à schistes rouges. Cette position a été déduite des observations suivantes:

- la bande synclinale (?) des Couches de Moriaz est, du Bois de Chien-Loup par Moriaz husqu'au Geffriand, entièrement encaissée dans l'Assise de Tarentaise. Le Permien n'y apparait pas;
- dans le ravin de Caseblanche, l'Assise de Tarentaise semble être suivie normalement par les Couches de Moriaz (schistes noirs et roches volcaniques blanchâtres, SBC70), puis par le Permien;
- au Péronnet, les schistes rouges permiens paraissent reposer normalement sur les Couches de Moriaz, comme nous l'avons déjà décrit.

Les Couches de Moriaz pourraient alors dater du Stéphanien moyen ou supérieur, mais un Autunien gris n'est pas exclu, car nous ne connaissons pas l'âge de notre Permien rouge.

6. LA PALEOGEOGRAPHIE DU HOUILLER TERMINAL

A l'est de notre terrain, dans le massif de Péclet-Polset, l'Assise de Tarentaise est recouverte en discordance cartographique par l'Assise de Courchevel conglomératique. La suite de la série y est obscurcie par l'intrusion du gneiss du Sapey.

Il se pose alors la question de ce que devient l'Assise de Courchevel sur notre terrain et quelles sont ses relations avec les Couches de Moriaz. Plusieurs hypothèses sont possibles:

(a) l'Assise de Courchevel manque sur notre terrain par suite d'une érosion anté-permienne. Les Couches de Moriaz et l'Assise de Courchevel ont des âges différents;

(b) l'Assise de Courchevel est représentée sur notre terrain par une lacune par non-dépôt qui s'intercale soit avant, soit après les Couches de Moriaz;

(c) Les Couches de Moriaz sont l'équivalent, par changement latéral de faciès, des Conglomérats de Courchevel.

Dans l'hypothèse (a) on ne peut rien dire sur la paléogéographie de l'Assise de Courchevel.

Dans les hypothèses (b) et (c), le conglomérat de Courchevel se serait limité dès son origine à la partie est de la zone houillère en bordure de l'accident de Chavière. Le conglomérat pourrait alors être la réponse à des mouvements sur un prédécesseur de cet accident et serait alimenté par le socle de Vanoise méridionale qui ne

semble avoir été recouvert que par le Permien (supérieur?) selon DAMBRINE et al.(1981).

Dans l'hypothèse (c) plus précisément, l'Assise de Tarentaise prendrait, en partant de l'accident de Chavière vers l'ouest d'abord le faciès conglomératique discordant proximal (Conglomérat de Courchevel), puis le faciès gréseux, volcanique, distal (Couches de Moriaz), probablement concordant sur le substratum formé par l'Assise de Tarentaise (fig. II.13).

Cette hypothèse semble aussi être exprimée par la carte de la zone houillère au 1:100 000 de FABRE(1961) qui attribue à l'Assise de Courchevel une bande assez semblable à celle que nous cartographions en Couches de Moriaz (fig. II.14).

La présence d'intercalations volcaniques acides (FABRE, 1961,p88 et 98) dans l'Assise de Courchevel de l'est de la zone houillère est un argument en faveur de l'hypothèse que le volcanisme des Couches de Moriaz serait contemporain du dépôt, plus à l'est du Conglomérat de Courchevel. Un volcanisme stéphanien moyen est connu dans les zones externes sous forme des "orthophyres" des Grandes Rousses.

Nous préférons donc l'hypothèse (c) qui, dans l'état de nos connaissances, donne la solution la plus simple et cohérente, tout en restant prêt à la modifier quand une strati stratigraphie plus fine sera devenue possible.

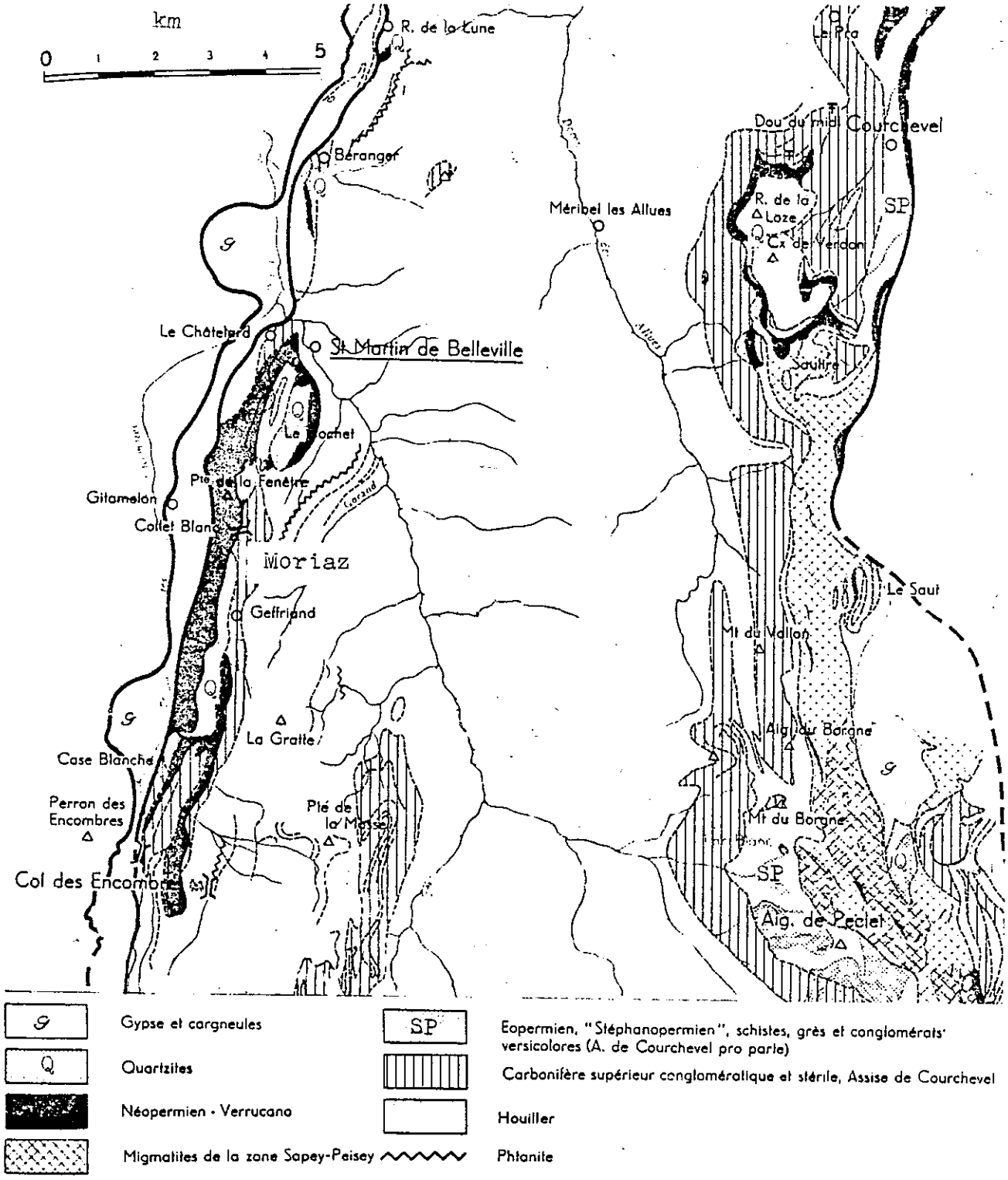


Fig.II.14 - Extrait de la carte de la zone houillère de FABRE(1961). On observe, à la bordure externe de la zone houillère, le synclinal de St.Martin de Belleville (Permien et Werfénien, formant le terrain d'étude) avec la "bande de Moriaz" en hachures verticales (cf. legende). Cette bande est formée par des tufs et du volcano-sédimentaire. Sur la bordure interne de la zone houillère il y a, contre le gneiss du Sapey, une bande de Stéphano-Permien et de l'Assise de Courchevel, formée ici par son faciès conglomératique classique.

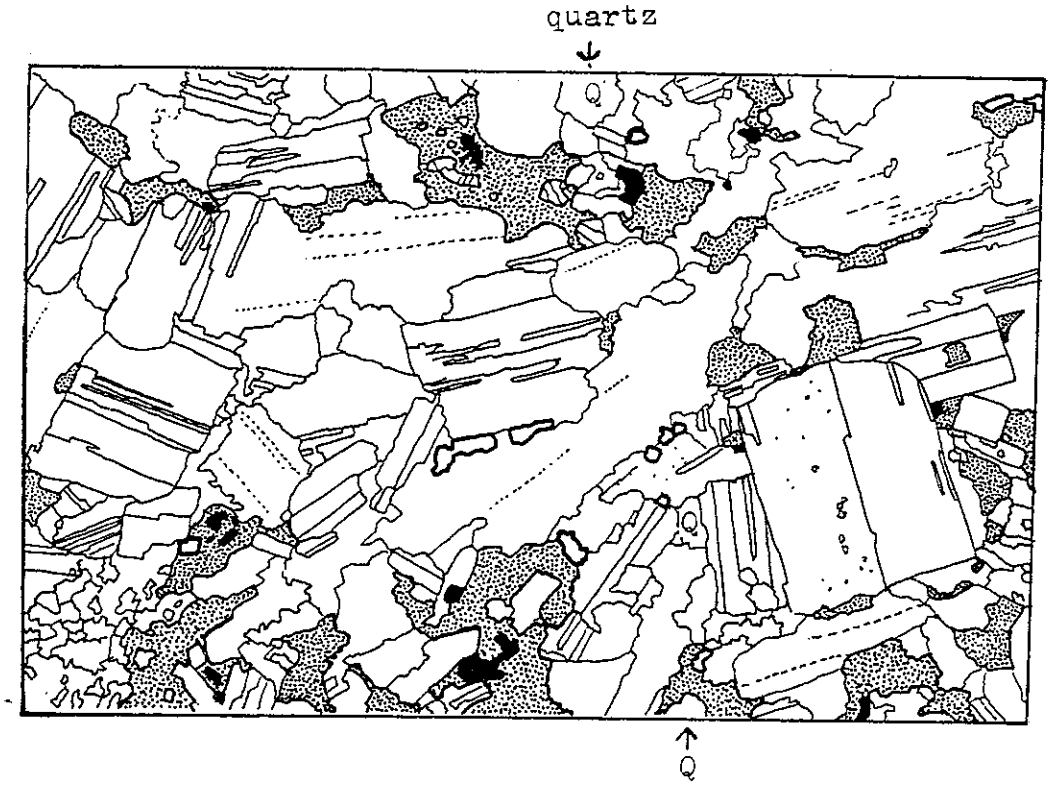


Fig.II.15 - Dolérite intrusive dans le Houiller, échantillon SBC84, au nord du Petit Col des Encombres, lame mince. Des grands plagioclases albitisés jointifs entourent des plages irrégulières de chlorite submicroscopique (ponctuée). Quelques granules de calcite (fort relief), des opaques et de rares grains de quartz (Q).

SiO2	56,71
Al2O3	18,55
Fe2O3tot	7,90
MnO	0,09
MgO	4,26
CaO	1,56
Na2O	6,35
K2O	0,42
TiO2	0,81
P2O5	0,22
P.F.	4,06
total	100,93

Tabl.II.3 - Analyse chimique des éléments majeurs de la dolérite du Petit Col des Encombres, échantillon SBC84.

7. UN NOUVEAU AFFLEUREMENT DE DOLERITE

Cette roche a été rencontrée dans des couches attribuées à l'Assise de Tarentaise près du contact de la "zone des gypses" au nord du Petit Col des Encombres (923,525-3341,490, échantillon SBC84, fig.II.1). Il s'agit d'un sill d'environ 3m d'épaisseur injecté dans une veine de charbon. Macroscopiquement c'est une roche finement grenue où l'on peut à la loupe discerner de petites baguettes de feldspath dans une matrice verte.

En lame mince (fig.II.15) on observe des grands cristaux maclés d'albite entourant des plages irrégulières de chlorite submicroscopique. L'albite a été déterminée par la méthode optique de Michel-Lévy et par diffraction RX. Unegranulométrie des albites a montré qu'elles sont bien classées avec une médiane de 400 um. La calcite et des opaques (pyrite) accompagnent la chlorite. On trouve aussi du quartz en granules qui pourrait en partie être primaire. On observe quelques amygdales millimétriques remplies de quartz et de calcite. Un comptage de 100 points et la diffractométrie RX semi-quantitative donnent les pourcentages approximatifs des minéraux essentiels:

	quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
diff.RX	10	1	22	63	0	0	3
compt.pts	0	0	30	64	0	0	3

l'analyse chimique (tabl.II.3) permet de calculer la catanorme suivante:

quartz	muscovite	chlorite	albite	calcite	apatite
10,5	3,1	31,6	52	2,2	0,5

L'albite de la catanorme est une albite An=0.
La chlorite correspondante a la formule:

$(Fe,Mn,Ti)_{4,9}Mg_{4,3}Al_{2,8}Si_{5,2}Al_{2,8}O_{20}(OH)_{16}$

ce qui concorde assez bien avec la détermination de ces chlorites en diffractométrie RX (fig.III.14) qui donne:

$$Fe_5Mg_{4,4}Al_{2,6}Si_{5,4}Al_{2,6}O_{20}(OH)_{16}$$

Un dosage en absorption atomique a donné 102 ppm Cr203. TAYLOR (1965) donne 200ppm pour une moyenne de basaltes.

Cette dolérite s'intègre bien dans le cadre donné par les analyses de dolérites, microdiorites et microgranites intrusifs dans le Houiller au sud du terrain (entre les vallées de Névache et de la Guisane, PIANTONE, 1980) et attribués à une série calco-alcaline (cf. chapitre VI "magmatisme").

8. CONCLUSION SUR L'ETUDE DU HOUILLER

Le Houiller de notre terrain a été subdivisé en deux ensembles: l'Assise de Tarentaise à la base et les "Couches de Moriaz" au sommet.

L'Assise de Tarentaise, datée à l'est de notre terrain du Westphalien D et du Stéphanien inférieur par FABRE(1961), est composée d'alternances de schistes noirs et de grès micacés sombres. L'abondance en grandes muscovites et la morphologie des zircons (de type "sialique") font penser que le matériel dérive d'un socle fortement métamorphique.

Les Couches de Moriaz ont leur place stratigraphique entre l'Assise de Tarentaise et le Permien rouge. Ses alternances de grès et de schistes ressemblent à celles de l'Assise de Tarentaise, mais les grès sont légèrement plus clairs et non micacés. L'étude pétrographique et la typologie des zircons montrent une origine volcanique acide. Certains bancs sont des roches volcaniques pures (tufs, coulées minces?), les autres sont des grès volcaniques ou tuffacés.

Le Conglomérat de Courchevel qui recouvre l'Assise de Tarentaise dans la partie est de la zone houillère, manque sur notre terrain. Nous tendons à voir dans les Couches de Moriaz son équivalent par changement latéral de faciès. Dans ce cas, le Conglomérat de Courchevel aurait son origine à l'est et la phase asturienne pourrait être limitée à un rejeu de l'accident de Chavière rajeunissant le relief du socle de Vanoise méridionale.

CHAPITRE III

PERMIEN

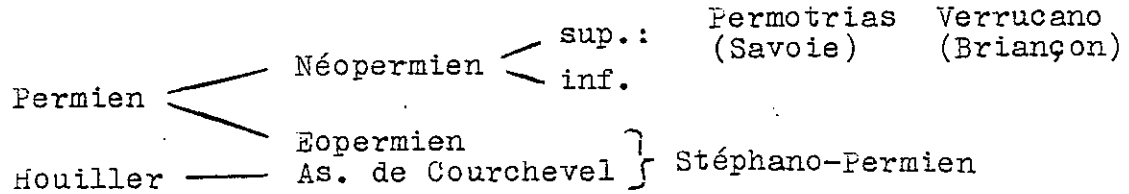
1. INTRODUCTION

1.1 LA STRATIGRAPHIE DU PERMIEN DE LA ZONE HOUILLERE

Dans toute la zone houillère, le Permien n'a nulle part fourni de fossiles et n'est défini qu'en tant de lithofaciès, caractérisé essentiellement par ses couleurs rouges et vertes. D'après les échelles chronostratigraphiques, il comprend environ 50 Ma représentés seulement par 200 à 300 m de sédiment. La sédimentation a dû être lente et intermittante et coupée d'importantes périodes de non-dépôt ou d'érosion.

Dans les zones externes, GIGNOUX et al.(1948) lancent l'idée d'une coupure dans le milieu du Permien jalonnée par la discordance saalienne. Cette idée est reprise pour la zone briançonnaise par ELLENBERGER(1958) qui crée les termes Eopermien et Néopermien. L'Eopermien passe, à sa base au sommet du Houiller et le problème de la limite a mené à la création du terme Stéphano-Permien qui, appliqué par Ellenberger aux sédiments détritiques grossiers du bord oriental de la zone houillère, est en partie identique à l'Assise de Courchevel de Jean Fabre. Le Néopermien passe, à son sommet, en continuité aux quartzites werféniens par l'intermediaire du "Verrucano" au sud et du "Permotrias" au nord. Ces deux ensembles correspondent, selon Ellenberger, au Néopermien supérieur.

On peut résumer ces subdivisions comme suit:



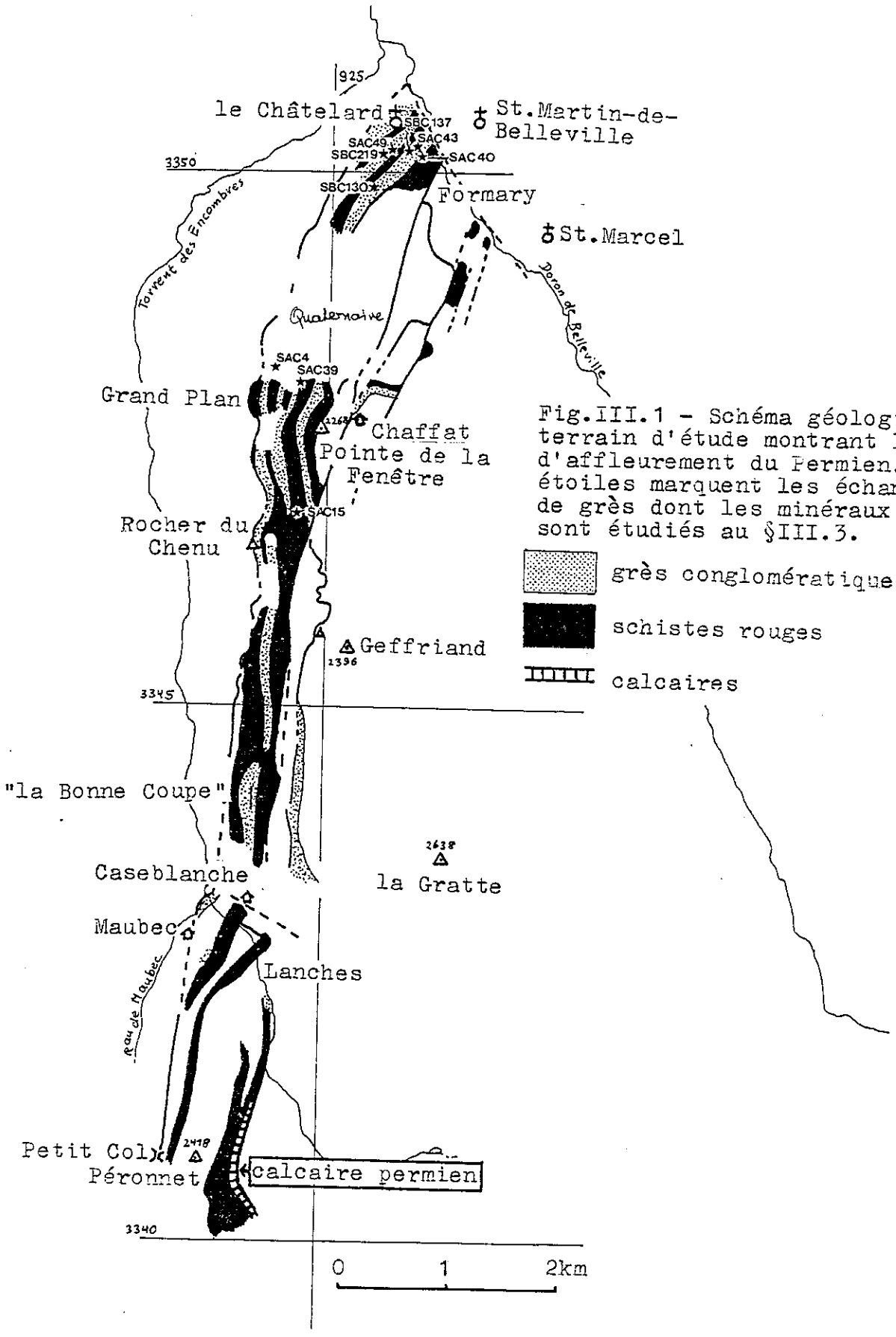


Fig.III.1 - Schéma géologique du terrain d'étude montrant les zones d'affleurement du Permien. Les étoiles marquent les échantillons de grès dont les minéraux lourds sont étudiés au §III.3.

1.2 INTRODUCTION AU PERMIEN DU TERRAIN D'ETUDE

1.2.1 Difficultés causées par la déformation

En raison de sa situation près de l'accident frontal de la zone houillère, le Permien de notre terrain a été encore plus affecté par la tectonique alpine que le Houiller. Les grès et conglomérats du Permien surprennent ainsi par le fort développement de la schistosité. Celle-ci réduit à des exceptions heureuses les cas où la stratification est reconnaissable. Les affleurements des différents faciès sont surtout ordonnés par les failles et couloirs de déformation et l'organisation originelle, stratigraphique et paléogéographique, est devenu peu déchiffrable.

1.2.2 Stratigraphie du Permien

Dans l'espoir de pouvoir préciser la position stratigraphique de notre terrain, nous avons, sans succès, essayé de dégager des pollens de dix échantillons de faciès favorables. Jeanne Doubinger (Strasbourg) qui a bien voulu regarder certaines de nos préparations, nous a assuré que la matière organique est déjà trop transformée par le métamorphisme.

De la sorte, nous ne distinguons que deux ensembles dans le Permien s.l.: le Permien s.s. et le Permotrias. Par la suite nous entendrons, sauf indication contraire, par "Permien" le Permien s.s. à l'exclusion du Permotrias traité au chapitre IV.

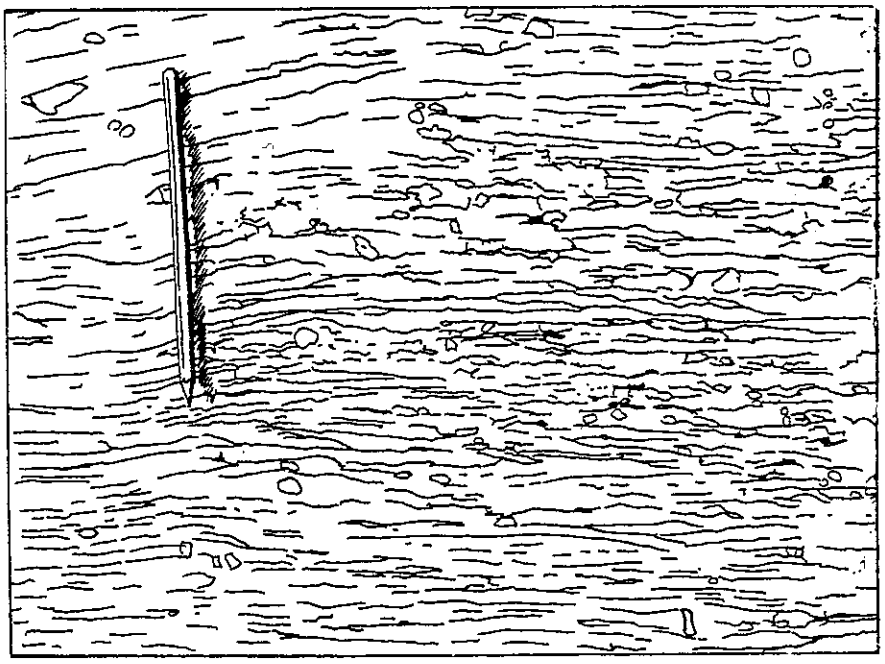


Fig.III.2 - Aspect macroscopique des grès conglomératiques permiens du terrain d'étude: des roches schistosées comportant des galets disséminés dans une matrice gréseuse.

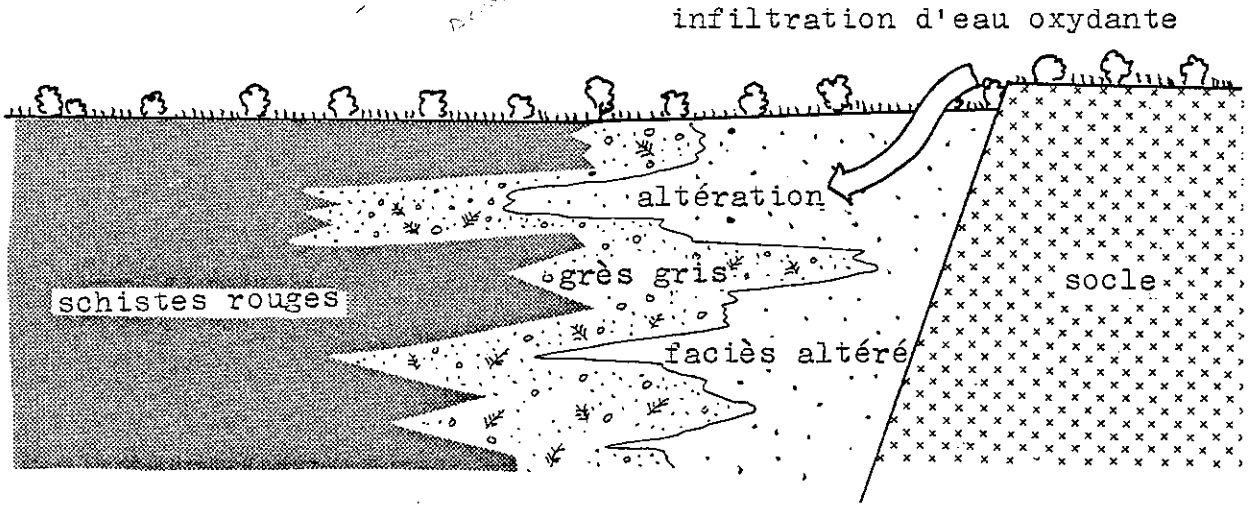


Fig.III.3 - Illustration du type de "paléoaltération" par infiltration d'eau oxydante à partir de la surface auxquelles le Permien est favorable par son milieu continental sous un climat de savane et à sédimentation lente et intermittante.

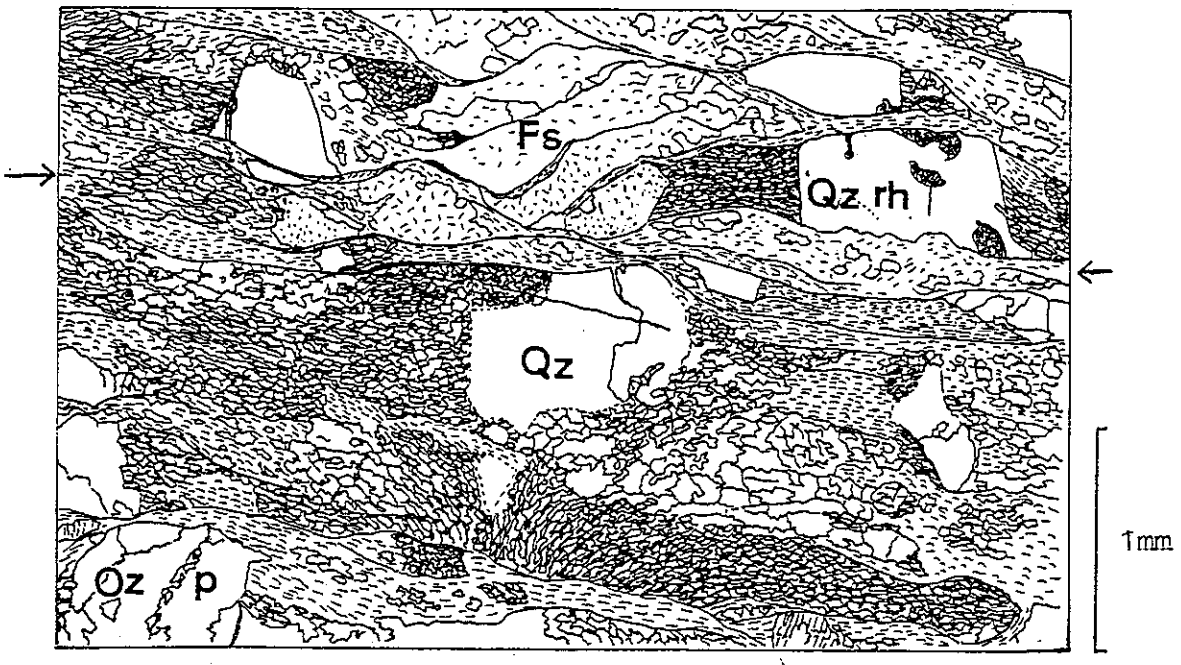


Fig.III.4 - Grès grossier gris permien, échantillon AIC9, lame mince. La schistosité s'exprime par des couloirs de phyllites (flèches). En haut à droite un quartz rhyolitique (Qzrh) à "golfes de corrosion". Le quartz (Qz) au centre est probablement aussi un quartz rhyolitique devenu méconnaissable. Il est entouré d'une mésostase volcanique recristallisée. La région marquée "Fs" nous semble constituée par des débris d'un feldspath albitisé et séricitisé. En bas à gauche un quartz polycristallin (Qzp).

2. PRESENTATION DES FACIES DU PERMIEN

2.1 INTRODUCTION

La fig.III.1 indique les zones d'affleurement du Permien du terrain d'étude et la répartition des faciès gréseux, schisteux et carbonaté. Ce Permien est formé par un fond de schistes rouges qui emballent des lentilles, parfois importantes, de grès conglomératiques. Ces grès sont fortement développés au nord et diminuent d'importance vers le sud, indiquant ainsi une direction de transport apparente. Dans l'extrême sud apparaissent quelques bancs calcaires éventuellement éopermiens.

Des tufs albitisés ou "roches quartzo-albitiques" s'intercalent par-ci par-là dans les schistes rouges. On décrira ces faciès dans les paragraphes suivants.

2.2 LES GRES CONGLOMERATIQUES

2.2.1 Gisements

Les affleurements des grès conglomératiques dessinent sur la carte des bandes lenticulaires nord-sud dûes au pendage est, général sur le terrain. L'épaisseur peut atteindre 90 m. La forme originelle de ces corps gréseux peut difficilement être reconstituée à cause du découpage tectonique. La stratification est rarement visible. On a l'impression d'épaisses lentilles déposées en vrac et emballées dans les schistes.

2.2.2 Pétrographie macroscopique

Ces sédiments ne sont ni des grès typiques, ni de vrais conglomérats, mais des grès schisteux comportant des galets dispersés (fig.III.2). Les galets sont surtout des quartz blancs et des tourmalinites (cf.§III.4). On trouve parfois des galets blancs porcelanés énigmatiques constitués d'une fine mosaïque de quartz. Comme LIARD(1970) dans les grès d'Allevard (Permien des zones externes) nous n'avons jamais trouvé de galets de granite, ni d'ailleurs des éléments de socle sûrement identifiables. Cependant, FEYS(1963,p43) décrit des galets de granite dans le Néopermien de Rochachille (haute vallée de Névache). Al'oeil nu, on ne reconnait comme éléments volcaniques que des quartz rhyolitiques. Des "paquets" de schistes noirs et gris (parfois à patine rouille) ou verts paraissent être tantôt d'anciennes lentilles argileuses

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

disloquées par la tectonique, tantôt des galets mous. La couleur de ces grès conglomératiques est en majorité verte, souvent grise, rarement rouge. Ceci contraste avec la large prédominance de la couleur rouge dans les schistes.

On peut, d'après la couleur distinguer ainsi deux faciès principaux de grès conglomératiques permiens.

Le faciès gris contient encore de la matière organique qui se trouve soit dispersée dans la trame phylliteuse des couloirs formés par la schistosité, soit concentrée en lentilles métriques de charbon impur en général tectonisées. Des sulfures accompagnant la matière organique peuvent donner une patine rouille à ce faciès. Des sections polies faites dans le charbon impur montrent des structures cellulaires d'origine ligneuse (cf. chapitre IX). La matière organique parait correspondre soit à des poches de bois flotté sédimenté dans les parties les plus profondes des chenaux, soit à du bois incorporé dans les coulées boueuses.

Les grès conglomératiques gris sont le faciès "fertile" pour la prospection uranifère. L'uranium est en général concentré sur les poches de matière organique.

Le faciès vert ne se distingue du précédent que par son histoire diagénétique différente. Il semble avoir perdu sa matière organique. En effet, les importantes périodes de non-dépôt pendant le Permien dans un milieu continental et sous un climat de savane sont très favorables au développement de "paléo-altérations" causées par de l'eau oxydante qui s'infiltre à partir de la surface dans les aquifères formés par les grès (fig.III.3). Ce sont des phénomènes de ce type qui ont formé les gisements de type "roll" dans les grès tertiaires du Wyoming. La couleur verte actuelle de nos grès doit résulter d'une réduction diagénétique ultérieure.

On reviendra sur ces "paléoaltérations" dans le chapitre IX "minéralisation".

2.2.3 Pétrographie microscopique

(a) La structure générale

Les grains détritiques sont noyés dans une matrice abondante quartzo-phylliteuse qui forme à intervalles réguliers des "couloirs" marquant la schistosité (fig.III.4). On observe souvent les traces de la dissolution du quartz (fig.III.5) qui s'effectue le long de la schistosité en recoupant les grains détritiques. La troncature qui en résulte peut être droite ou sinueuse. Dans ce dernier cas, les joints, souvent riches en matière organique, peuvent prendre un aspect presque stylolithique. Le quartz est redéposé sous forme de fibres dans les ombres de pression.

(b) Les éléments détritiques

La plupart des grains sont des fragments de quartz polycristallin ou des plagioclases isolés, dont on ne peut plus préciser l'origine. Toutefois, l'absence des grands micas détritiques est remarquable dans un tel sédiment, très mal classé pour le reste.

Les éléments volcaniques sont fréquents. Il s'agit de quartz rhyolitiques isolés et de fragments de roche volcanique avec des phénocristaux de quartz et de plagioclase (fig.III.6). Les quartz rhyolitiques sont reconnaissables soit à leur "golfes de corrosion", soit à leurs formes automorphes ou subautomorphes plus ou moins arrondies. Les golfes (fig.III.4 et 7) seraient, le plus souvent des lacunes de cristallisations d'après CLOCCHIATTI(1975). Les formes plus ou moins arrondies résultent, elles, d'une résorption magmatique. On observe une extinction franche ou un début de granulation tectonique. Nous avons fait quelques comptages des fréquences des quartz rhyolitiques (tabl. III.1). Ceux-ci indiqueraient que le Permien est très riche en quartz rhyolitiques, plus riche même que le Permotrias.

La recristallisation de la mésostase volcanique qui entoure parfois encore les phénocristaux, produit le plus souvent une très fine mosaique (moins de 10µm) de quartz avec plus ou moins de phyllosilicates. Cette "pâte" ne se distingue clairement de la matrice des grès et n'est identifiable qu'en présence de phénocristaux en contact original avec elle. Les éléments volcaniques sont ainsi souvent mal délimités et se fondent dans la matrice des grès.

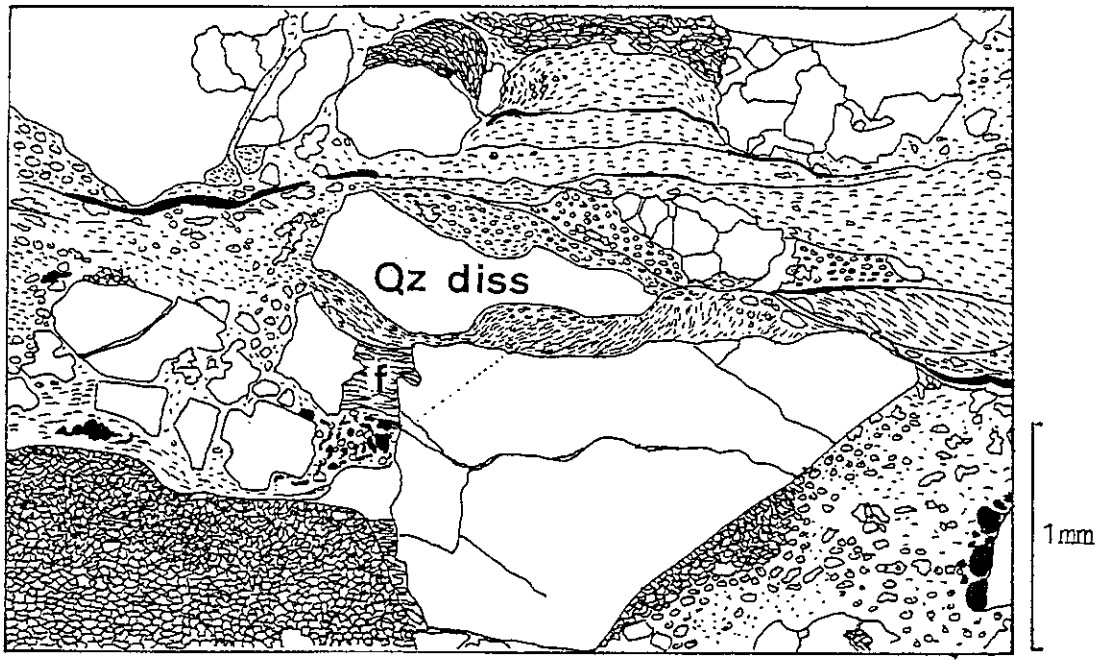


Fig.III.5 - Grès grossier gris permien, échantillon AIC8, lame mince. Au centre un quartz (Qz diss) attaqué par la dissolution le long de la schistosité. A côté (f), cristallisation de fibres de quartz dans une ombre de pression. En noir: matière organique et grains de pyrite.

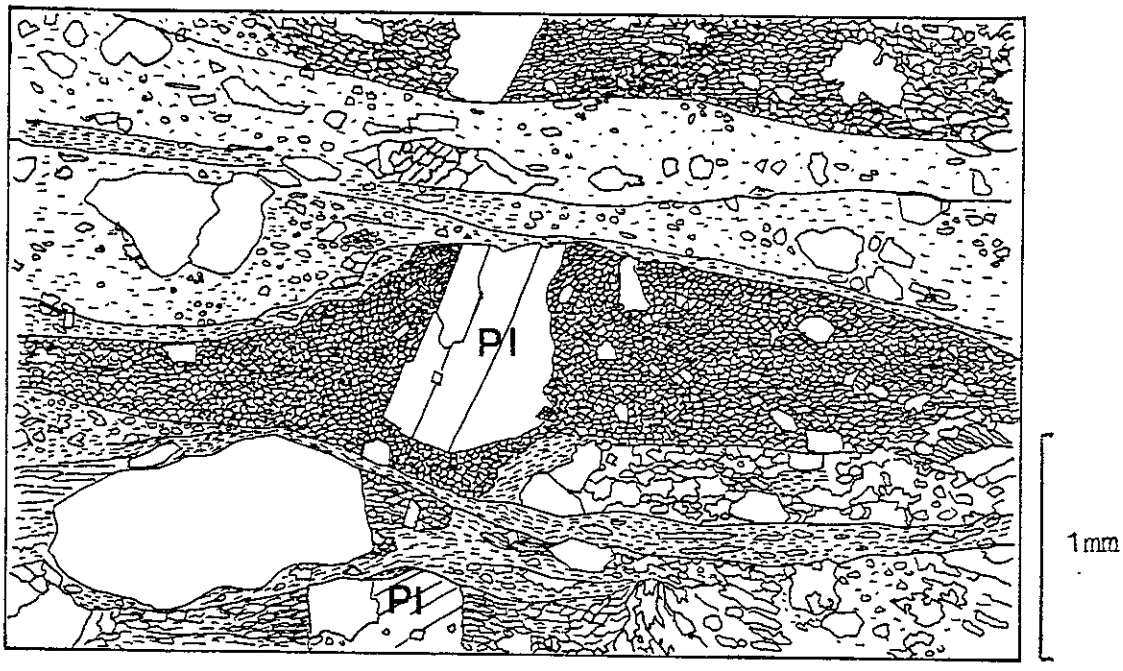


Fig.III.6 - Grès rouge permien, échantillon SAC40, lame mince. Un phénocristal de plagioclase albitisé (au centre, Pl) permet d'attribuer la fine mosaique de quartz autour de lui à une ancienne mésostase (silicifiée?) de roche volcanique.

Fig.III.7 - Grès grossier gris permien, échantillon AIC8, lame mince. Elément de quartz rhyolitique cassé à profonds "golfes de corrosion".

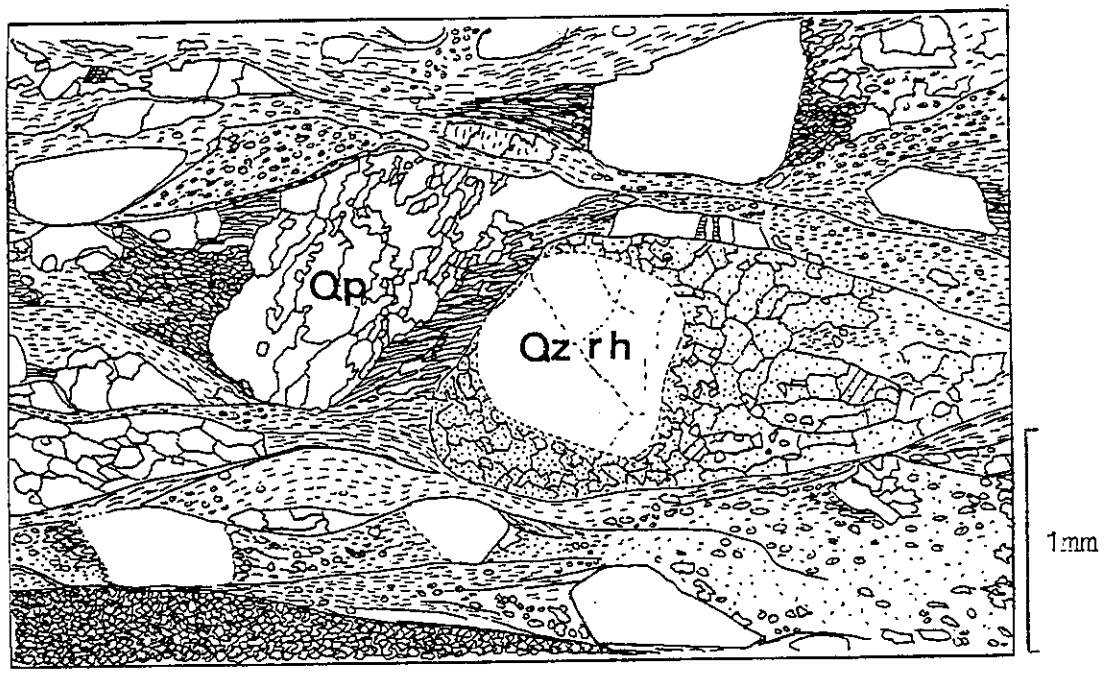


Fig.III.8 - Grès grossier vert à quartz rose, échantillon SAC61, Tante Vieille, lame mince. On observe au centre, un quartz rhyolitique (Qz rh) subautomorphe arrondi par resorption magmatique. Il est encore inclus dans sa mésostase qui a recristallisé en une mosaique d'albite riche en inclusions rappelant les "snow-flakes". A côté un quartz polycristallin (Qp) qui pourrait éventuellement être un élément de socle.

échant.	nature	position stratigraphique	% roche totale	%grains
SAC38	grès clair	base du Trias	2	2,5
SAC33	grès noir	Permotrias	9	23
SAC66	" "	"	6	12
SAC49	grès vert	Permien	9	25
SAC61	" "	"	18	46
SAC64	grès gris	"	14	29
SAC65	" "	"	4	8
SAC50	grès volc.	Houiller	11	30
SBC47	tuf	"	5	16

Tabl. III.1 - Fréquences des quartz rhyolitiques dans différents grès du terrain d'étude.
Dans les quartzites werféniens typiques la granulométrie devient trop fine et l'arrondi trop important pour permettre la reconnaissance d'éventuels quartz rhyolitiques.

Parfois par contre, on trouve des structures assez caractéristiques qui ressemblent aux "snow-flakes" des auteurs (fig. III.9 et 10). Il s'agit, dans notre cas, de mosaïques assez laches d'albite criblée d'inclusions de phyllosilicates. Nous nous demandons s'il ne s'agit pas de l'épigénisation d'anciennes analcimolites.

Des galets blancs porcélanés sont formés uniquement d'une fine mosaïque de quartz, parfois interrompue de grands rhombes de carbonates. Il semble s'agir de volcanites silicifiées, par analogie avec des galets de rhyolites à phénocristaux reconnaissables.

Les quartz polycristallins ont probablement des origines diverses, impossibles à reconstituer. Les quartz roses se présentent au microscope sous forme de quartz polycristallins. On peut penser que la couleur est donnée par de l'hématite située dans les interstices des grains de quartz.

2.2.4 Minéralogie des grès permiens

(a) Les feldspaths

Ce sont exclusivement des albites (ou peut-être parfois des oligoclases) de basse température (fig.III.10). Ceci n'exclut pas une origine à partir de plagioclases volcaniques par remplacement mimétique. Rarement on observe des albites en échiquier.

(b) La biotite détritique

La biotite détritique fortement altérée a été observée dans une seule lame mince du Permien, un grès vert assez fin, SBC148. Le diffractogramme correspondant, mais aussi ceux de certains autres grès ou schistes noirs, gris ou verts montrent les pics d'un mica 1M (fig.III.11). Les deux raies caractéristiques ne sont pas très fortes et souvent masquées par une raie de l'albite pour le pic ($1\bar{1}2$) et parfois par la calcite pour la raie (112) du mica, ce qui restreint les possibilités de la reconnaissance du mica 1M. A notre avis, il s'agit d'anciennes biotites détritiques qui, malgré leur transformation poussée, auraient gardé le polytype 1M de la biotite.

(c) Les micas chromifères

Ils sont bien connus dans la littérature régionale. ELLENBERGER(1958,p105) et BOCQUET(1974,p58) signalent de tels micas dans les "micaschistes quartzitiques du Permo-Trias de Vanoise, notamment à Champagny". GAY(1972,p16) les mentionne dans le Mont Ambin: "le chrome est également présent dans les micas du massif d'Ambin, auxquels il communique une coloration verte très vive...".

Un concentré de mica très vert, prélevé dans un grès vert au bord du Grand Plan (fig.III.1) a donné 1,2% Cr_2O_3 (échantillon SBC288). Le tabl.III.2 compare cette teneur à des analyses de la littérature. Nous avions déjà décrit un mica chromifère dans le sommet du Houiller (§II.2.2).

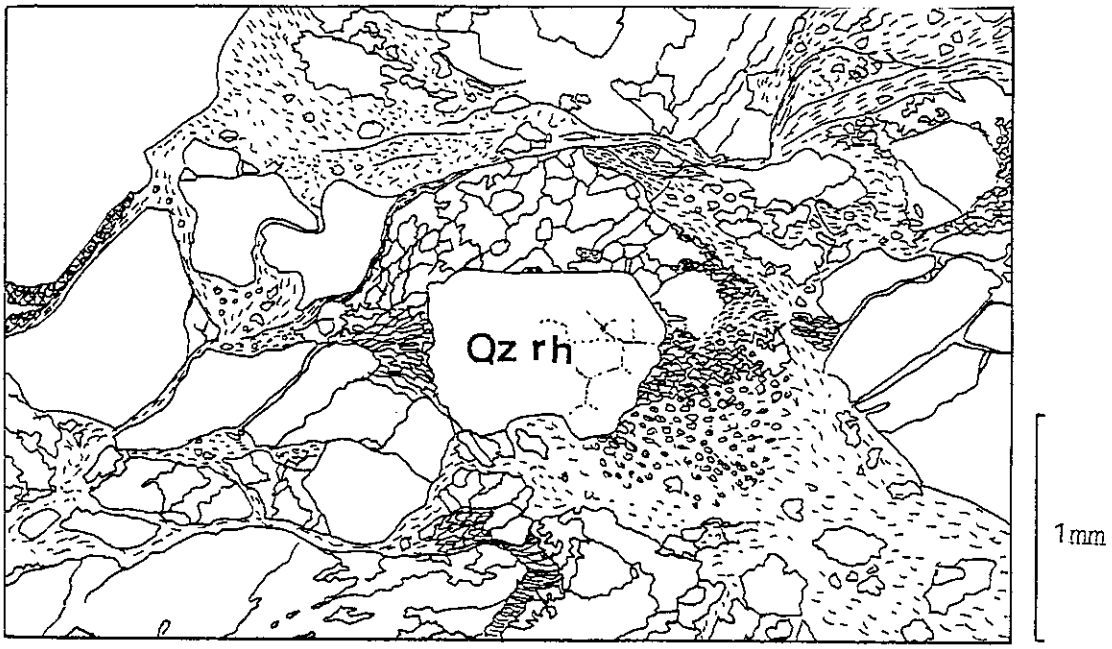


Fig. III.9 - Grès grossier gris permien, échantillon AIC8, lame mince. Au centre un quartz rhyolitique subautomorphe aux arêtes à peine arrondies par la résorption magmatique. La mésostase a ici recristallisé en une mosaïque de quartz à maille assez lâche. L'exemple incite à la prudence dans l'interprétation des grains de quartz polycristallins qui ne proviennent pas nécessairement du socle.

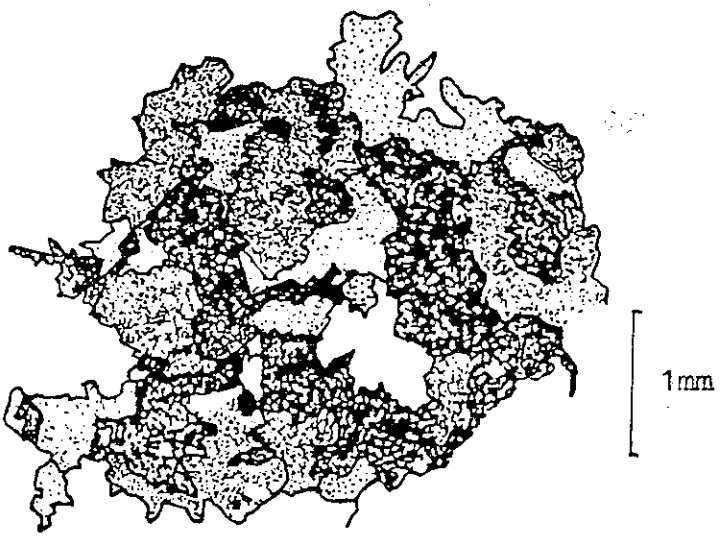


Fig. III.10 - Exemple de dévitrification en "snow-flakes" dans les volcanites tertiaires de l'Iran d'après CAILLAT et al.(1978).

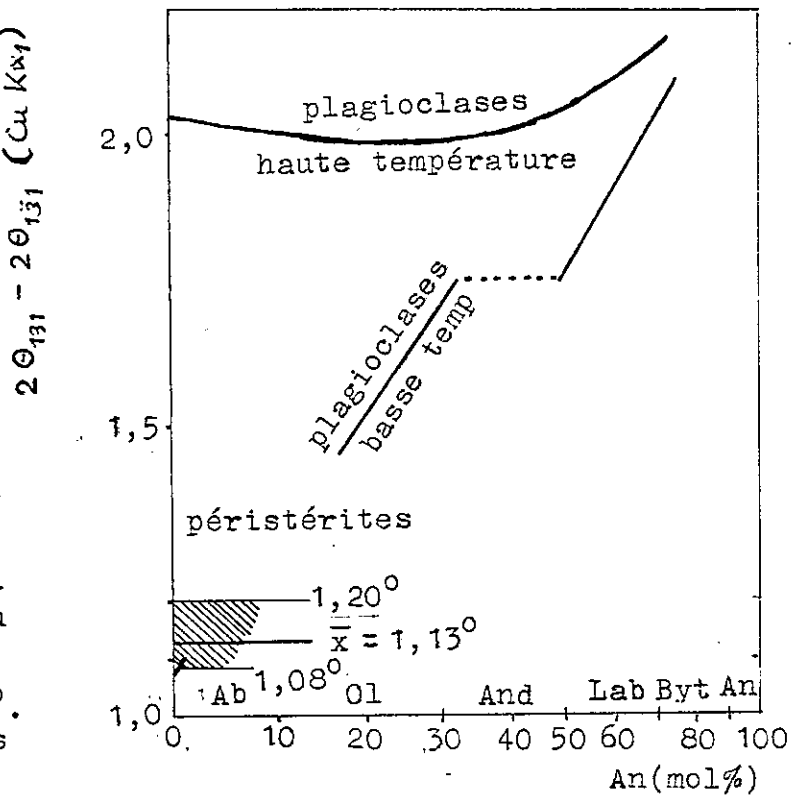


Fig. III.11
Détermination des plagioclases en diffraction RX d'après BAMBAUER(1967). Les valeurs des 17 échantillons du Houiller et du Permien s'étalent entre 1,08 et 1,20 degrés 2θ, avec une moyenne de 1,13°. Ces plagioclases sont des albites de basse température.

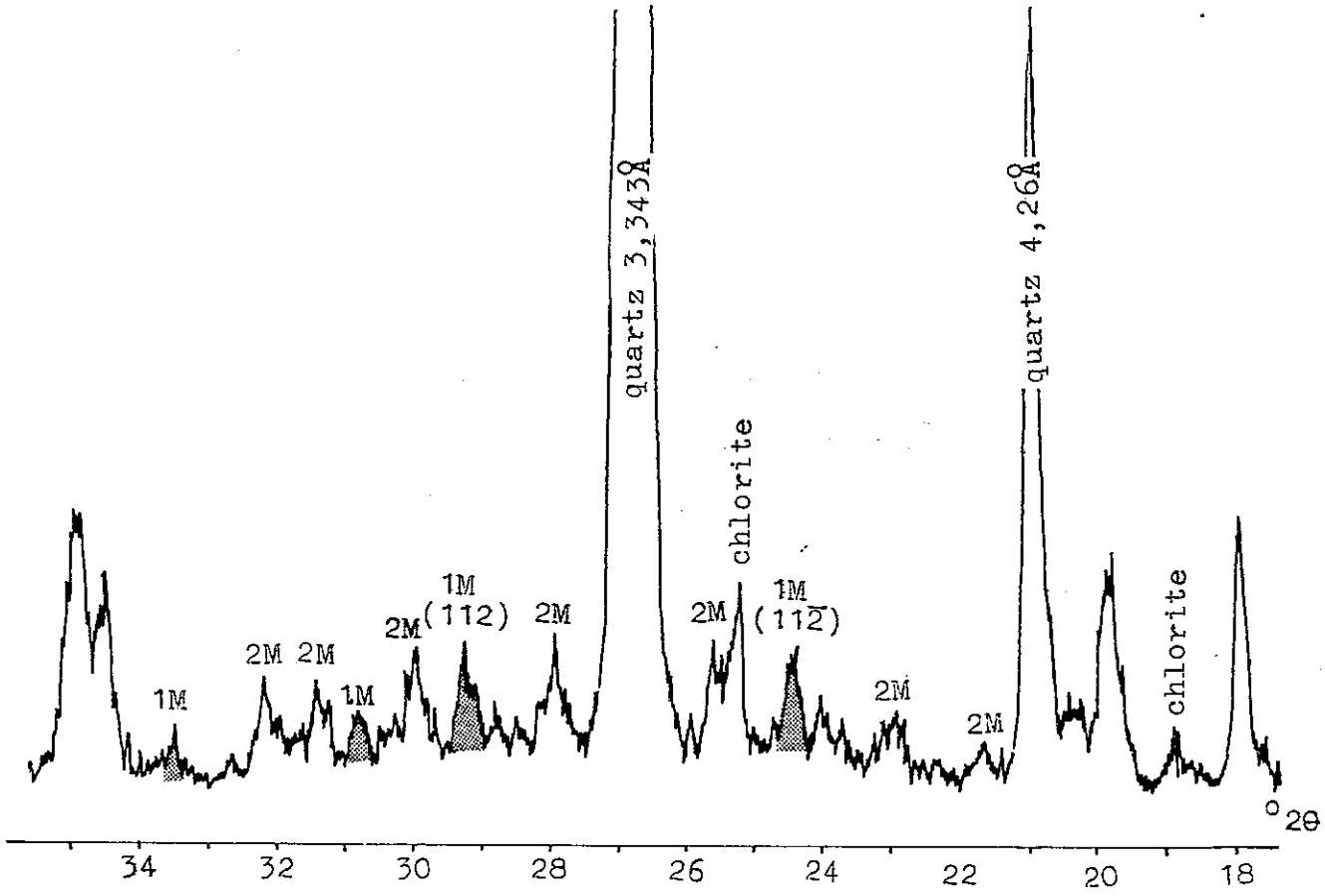


Fig.III.12 - Diffractogramme du grès conglomératique vert SBC230 (roche totale non orientée) montrant quartz, chlorite, mica 2M et mica 1M. Ce dernier semble correspondre à des restes de biotite détritique.

En diffraction RX, l'échantillon SBC288 montre le polytype 2M avec (060) = 1,504 Å. Cette valeur traduit une tendance phengitique comme dans le mica chromifère du Houiller et nous aurions là, d'après DEER et al.(1962) des "mariposites" et non des fuchsites.

Les conditions de formation des micas chromifères sont mal connues. On les trouve dans les contextes suivants:
(a) quartzites précambriens fortement métamorphiques (FABRIES et al.1973; DEVARAJU et al.1978);
(b) hydrothermalisme (RICHARD,1981; KNOPF,1929; COVENEY,1981; SCHREYER,1982);
(c) dans les gisements d'uranium et de vanadium de type "roll" (FISCHER,1960; KISS,1971).

Il faut donc peut-être voir certaines (?) de nos mariposites dans le contexte de la minéralisation (chapitre IX).

Le chrome pourrait provenir soit du volcanisme basique permo-houiller, soit de roches vertes dans le socle (Vanoise, Ruitor, Mont Ambin).

Nous disposons de quelques analyses sur des dolérites permo-houillères :

source	localisation	éch.	ppmCr	ppmCr203
PIANTONE (1980)	bord W de la z. houillère haute vallée de Névache	7N1	125	183
		8M1	683	998
Cette étude	Petit Col des Encombres	SBC84	70	102
	Mont du Vallon (935,030 – 3345,525) bord E de la zone houillère	P48	105	153

TAYLOR(1965) donne 200 ppm comme une moyenne des basaltes et ces ces valeurs sont à l'exception de l'échantillon 8M1 plutôt faibles en chrome.

auteur	contexte géologique	%Cr203
CHATTERJEE(1968)	galets dans les Schistes lustrés, vallée de Susa, Alpes occid., Italie.	1,75
MEVEL et al.(1980)	gabbro des ophiolites des Schistes lustrés, Roche Noire, Vanoise.	16,25 13,32 12,35
ELLENBERGER(1958) recalculé par BOCQUET(1974)	Permotrias de la Vanoise septentrionale, Champagny.	1,8
LEO et al.(1965)	Quartzite, Brésil	4,0
FABRIES et al. (1973)	Quartzite, Hoggar	3,3
Cette étude	Houiller clair SBC112	0,93
	Grès vert permien SBC228	1,20

Tabl.III.2 - Comparaison de quelques teneurs en chrome de micas chromifères de la littérature avec les deux échantillons de micas chromifères de cette étude.

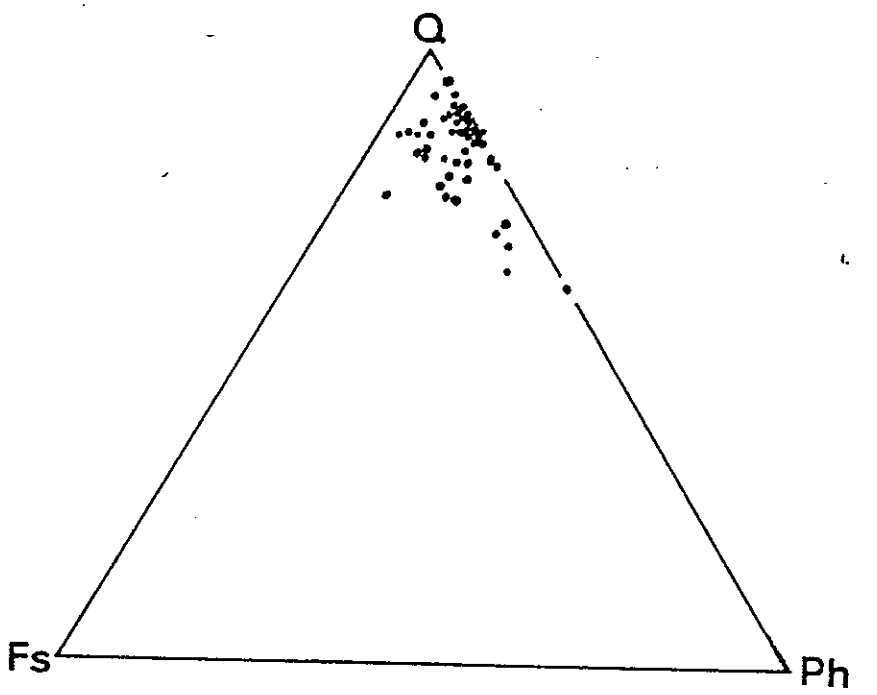


Fig. III.13 - Teneurs en quartz (Q), feldspath (Fs) et phyllosilicates (Ph) de 37 échantillons de grès permiens. Pourcentages semi-quantitatifs par diffraction RX.

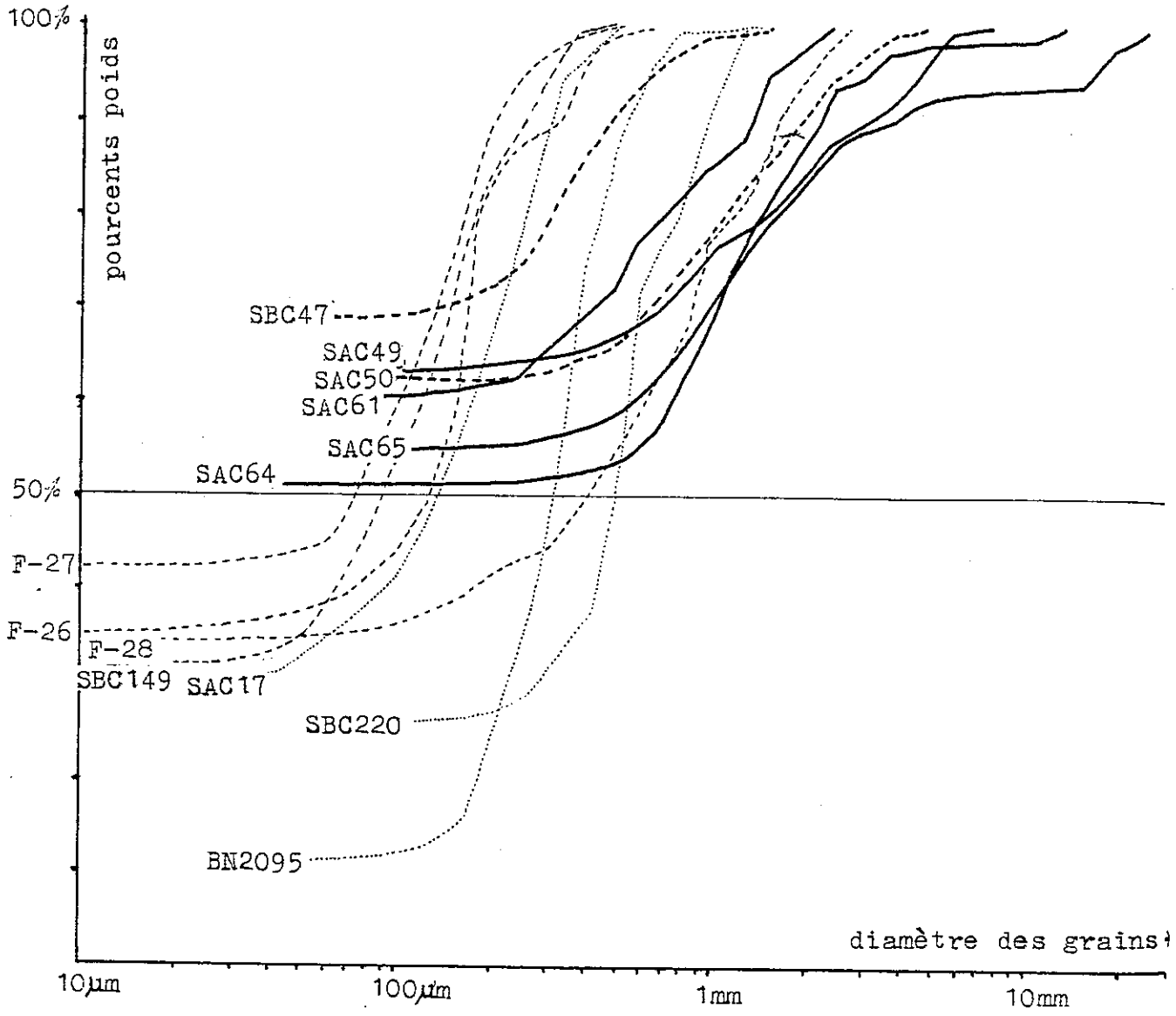


Fig.III.14 - Courbes granulométriques (par comptage en lame mince) des grès permiens comparées à celles des tufs, des grès micacés du Houiller et des quartzites werféniens.
On remarquera les teneurs en matrice (plus que 50%) du Permien et son mauvais classement qui le rapprochent des tufs

— grès permiens
-- tufs houillers
– – grès micacés houillers
..... quartzites werféniens

Les courbes F-26, 27, 28 sont empruntées à R.FABRE(1982).

2.2.5 Composition modale (grès congl. permiens)

Ces compositions ont été approchées par diffractométrie RX semi-quantitative. Le tableau suivant indique les pourcentages moyens (entre parenthèses l'écart-type):

	grès conglo-mératique vert	grès conglo-mératique gris	grès noir	grès rouge
quartz	83(9)	83(6)	84(8)	80(6)
mica	12(8)	11(5)	9(6)	8(1)
chlorite	3(3)	1(2)	2(2)	4(1)
albite	2(3)	5(5)	5(3)	4(4)
feldsp.-K	0	0	0	0
dolomite	0	0	0	0
calcite	0	0	0	0
hématite	0	0	0	1(1)
nombre d'éch.	18	16	8	4

Les micas sont représentés par des phengites alpines. La chlorite n'est pas visible en lame mince. La fig.III.13 visualise ces teneurs dans une représentation triangulaire. Les faciès gris, vert et rouge ne se distinguent pas à l'égard de la composition minérale, hormis l'hématite.

2.2.6 Granulométrie

D'après le granulométries faites sur lame mince, les grès permiens se classent dans les arénites, parfois proches des microconglomérats (fig.III.14). Cependant, nos roches contiennent plus de 50% de "matrice".

L'examen des dessins de lames minces (fig.III.4 à 9) montre combien ces comptages sont problématiques. Cependant, la limite grain-matrice ne semble pas relever du choix de l'angrandissement utilisé, mais elle semble correspondre à une coupure naturelle (autour de 50 µm) entre les grains détritiques plus ou moins conservés et un amalgame quartzo-phylliteux dû à la recristallisation et la néoformation. Deux hypothèses pourraient expliquer de tels pourcentages de matrice:

- une importante participation de matériel volcanique instable, soit vitreux, soit très altérable,
- une sédimentation en coulées boueuses.

Les deux hypothèses ne s'excluent pas l'une l'autre, car les coulées boueuses (lahars) sont fréquement liées à des éruptions volcaniques. D'ailleurs, les courbes granulométriques des tufs des Couches de Moriaz sont très comparables. Selon la classification de PETTIJOHN et al.(1972,p152), nos roches sont des grauwackes.

2.2.7 Conclusion sur les grès conglomératiques permiens

La reconstitution stratigraphique et paléogéographique est rendue très difficile par la tectonique intense, notamment par la forte schistosité recoupante.

Les grès conglomératiques forment de grandes lentilles (10 à 90 m d'épaisseur) dans les schistes rouges et correspondraient à des tranches découpées par la tectonique dans des cônes de déjection construits par des torrents et des coulées de boue. Il manque dans cette sédimentation les alternances régulières de schistes et de grès qui marquent si bien la stratification dans le Houiller.

Les galets disséminés sont des quartz, des tourmalinites et d'anciens galets mous (intraclasts). Les grès contiennent une abondante phase sériciteuse néoformée.

La couleur des grès peut être grise, verte ou rarement rouge. Le faciès gris contient souvent de petites lentilles de charbon. Ces différences nous semblent dûes à des "paléoaltérations" opérées par des infiltrations d'eau oxydante à partir de la surface pendant le Permien.

La présence de matériel volcanique dans ces sédiments est indubitable. La rareté de véritables galets de volcanites fait penser que les produits volcaniques étaient des tufs peu consolidés. L'importance de ce matériel peut être estimée à au moins 25% d'après les éléments restés identifiables. Elle a sans doute été beaucoup plus abondante. L'absence des grandes muscovites détritiques, si abondantes dans le Houiller, pourrait même être un argument contre une participation importante du socle métamorphique.

Les grès conglomératiques permiens sont des sédiments continentaux que nous interprétons comme des dépôts torrentiels et des coulées de boues sur des cônes de déjection qui remanient surtout des tufs volcaniques.

La présence de lentilles de charbon parle en faveur d'un âge plutôt permien inférieur.

2.3 LES SCHISTES PERMIENS

2.3.1 Couleur et importance

Les schistes rouges définissent la formation permienne dont ils forment le fond commun (env. 50% du volume du Permien). Comme les schistes noirs du Houiller, ils représentent les dépôts de la plaine d'inondation, mais le climat plus sec du Permien rallentit la production de la matière végétale et empêche sa fossilisation, ce qui fait passer des schistes noirs houillers à ceux, rouges, du Permien.

Les schistes verts y sont peu repandus, formant surtout des liserés silteux aux contacts des grès. Des schistes noirs se trouvent en lentilles dans les grès gris.

2.3.2 Composition modale

La diffractométrie RX semi-quantitative sur 11 échantillons de schistes rouges indique les pourcentages moyens suivants (entre parenthèses l'écart-type):

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite	hématite
27(10)	34(18)	23(8)	8(5)	0	1(3)	0	7(12)

La teneur en chlorite est remarquable. La paragonite (alpine) a été rencontrée dans plusieurs diffractogrammes.

2.3.3 Chlorite

Sa teneur est importante. Il s'agit de chlorites plus magnésiennes que celles des grès associés (fig.III.15). L'hématite qui colore ces schistes semble parfois formée aux dépens de la chlorite selon la formule:

chlorite-Fe + O_2 → chlorite-Mg + ... silicates.

Cependant la stoechiométrie ne permet d'attribuer à cette réaction qu'une partie insignifiante de l'enrichissement en magnésium de la chlorite:

10 chlorite-de-grès + 7,5 O_2 → 2 chlorite-de-schiste-rouge + 14 hématites + ...

10 $Mg_{0,5}Fe_3Al_{2,5}$... + 7,5 O_2 → 2 $Mg_{2,5}FeAl_{2,5}$... + 14 Fe_2O_3 + ...

6g 1g 2g

Il faut donc admettre que les chlorites des schistes rouges étaient dès l'origine plus magnésiennes que celles des grès.

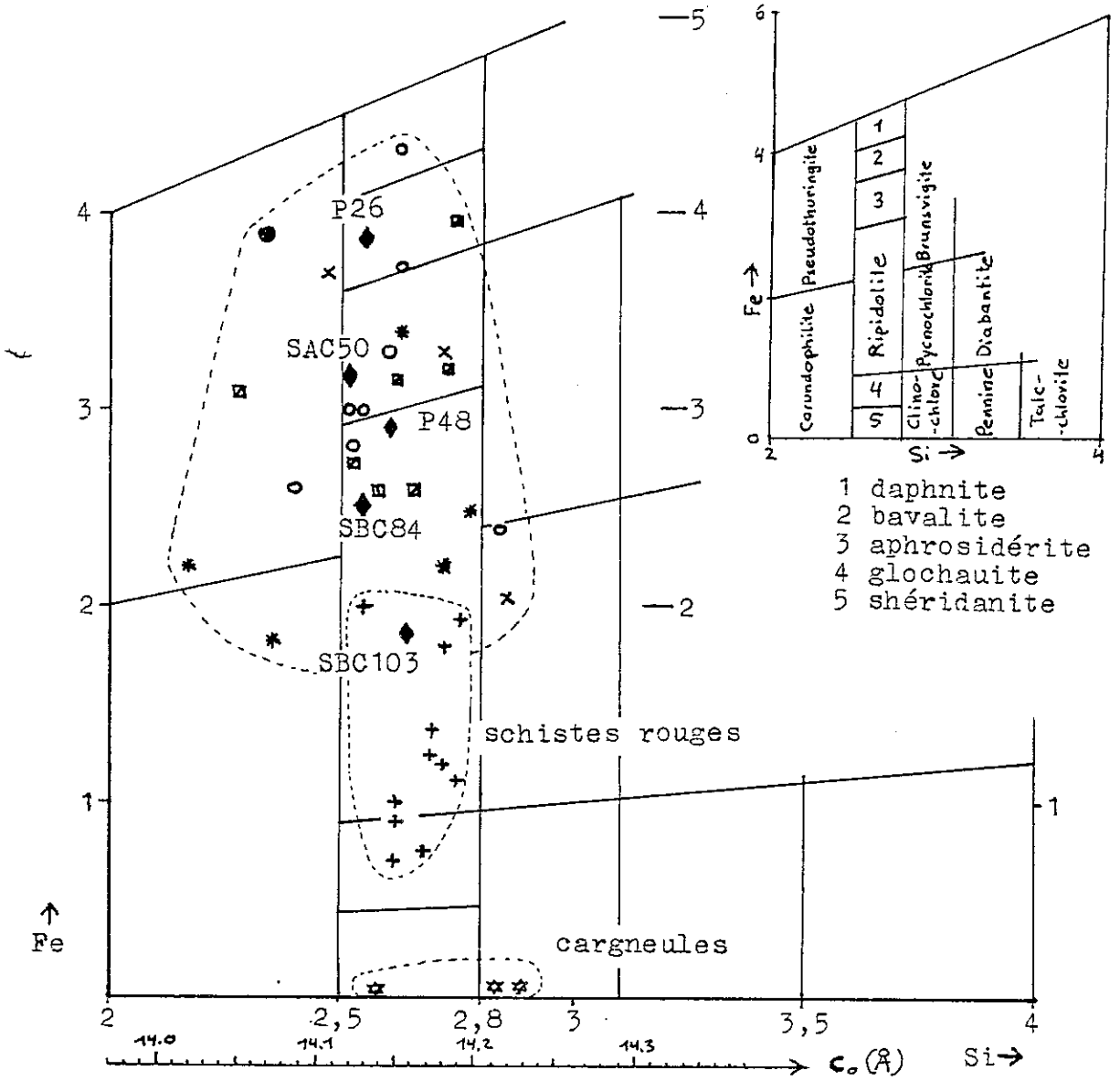


Fig. III.1 - Résultats des déterminations des chlorites en diffraction RX. L'occupation des tétraèdres (ordonnée) par Al ou Si a été estimée selon la formule de BRINDLEY(1961). Celle des octaèdres (abscisse) a été estimée selon la méthode des intensités de PETRUK(1964). Cependant en suivant AUMAITRE et al.(1972) nous avons négligé le facteur de correction (003)/(005), la raie (005) étant en général trop faible sur nos diagrammes effectués sur roches totales.
Les résultats permettent de distinguer trois groupes:
a) les chlorites très magnésiennes des cargneules du Werfénien supérieur,
b) les chlorites des schistes rouges,
c) les chlorites assez ferrifères des grès, des schistes verts et noirs et des roches magmatiques de la région.

Houiller	Permien		Trias
o grès	☒ grès vert	× schiste vert	✡ cargneules
• schistes	▥ grès noir	+ schiste rouge	
		✱ schiste noir	

◆ roches magmatiques: SBC84 dolérite des Encombres; P26, P48 roches basiques du complexe du gneiss du Sapey; SAC50 tuf des Couches de Moriaz; SBC103 dyke basique du Vallon de Polset.

Sur un diagramme Al/3-Na - Al/3-K (LA ROCHE,1968) (fig.III.16), nos schistes sont assez proches de la composition d'andésites ou de dacites. Cependant, les roches magmatiques et leurs chlorites ont des rapports Fe/(Fe-Mg) toujours plus élevés que celui de nos chlorites. En effet, on peut lire sur la fig.III.14 que ce rapport est approximativement dans les chlorites de nos schistes rouges:

$$Fe/(Fe-Mg) = 0,25 \text{ en moles}$$

soit $FeO/(FeO\ MgO) = 0,375$ en pourcent poids.

Celui de la série calco-alcaline intrusive dans le Houiller (PIANTONE,1980) ne descend jamais plus bas que:

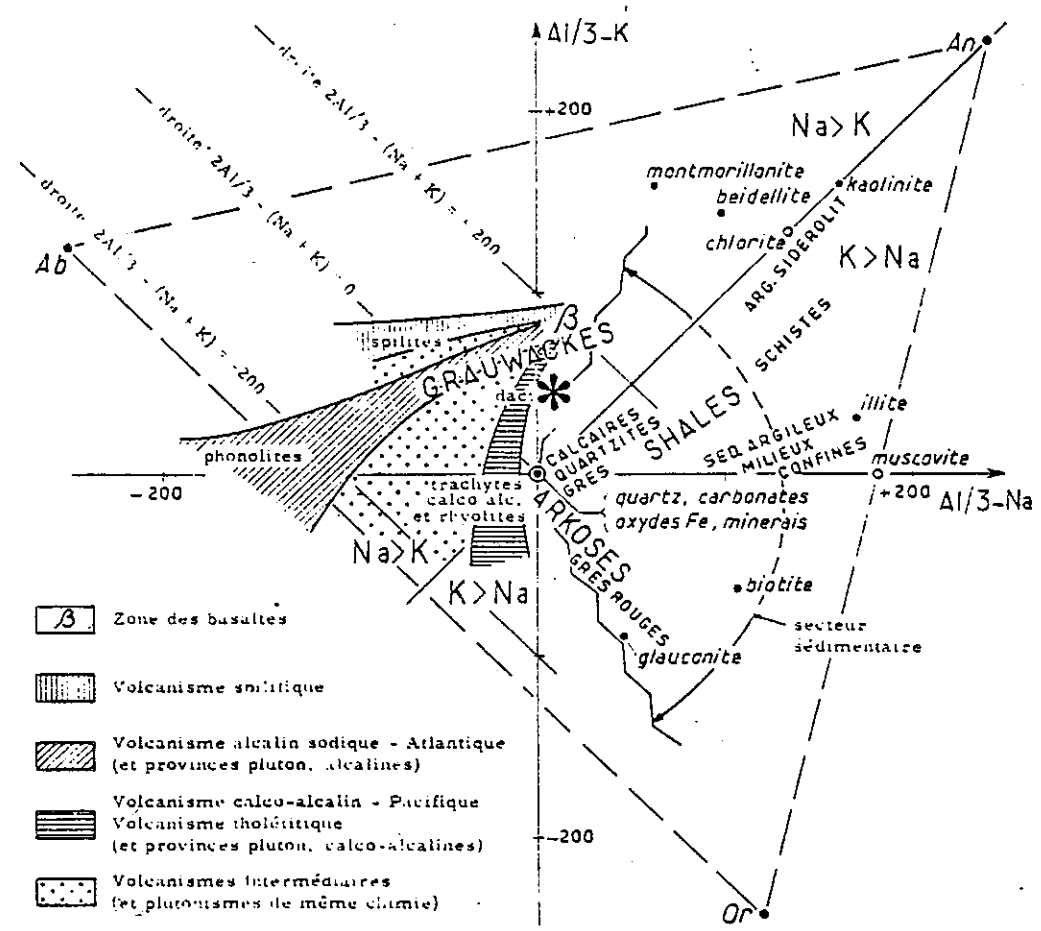
$$FeO/(FeO\ MgO) = 0,45.$$

Il faut admettre que le magnésium s'est concentré dans le sédiment. Ceci reflète une tendance évaporitique (JAROUSSE et al.1978).

2.3.4 Schistes à "magnésite"

Ce même enrichissement en magnésium s'exprime dans deux échantillons par des minéraux de la solution solide magnésite ($MgCO_3$) - sidérite($FeCO_3$), comme l'a montré la diffraction RX. Il s'agit du schiste noir permien SBC169 et du schiste rouge SBC167. Le premier provient des schistes noirs au sommet de la "Falaise de Tante Vieille" (chapitre IX), le deuxième, d'appartenance stratigraphique incertaine, affleure à côté d'une lame tectonique de quartzites werféniens au Doron de Belleville. Dans les deux cas, la position exacte de la raie (103) indique, d'après la règle de Vegard, une composition de "breunnérite", entre 5 et 50 mole% $FeCO_3$ (DEER et al.1962).

Il est intéressant de noter que dans les deux cas, la "magnésite" n'est pas accompagnée d'autres carbonates. On peut penser à une origine à partir de silicates de magnésium (sépiolite, palygorskite?) par augmentation de pCo_2.



Domaines et tendances volcaniques et sédimentaires présentés en fonction du comportement différentiel de Na, K et Al
(Na, K et Al sont exprimés en milliatomes dans 100 g de roche ou de minéral).

Fig.III.16 - La moyenne des schistes rouges (✱) dans le diagramme Al/3-Na - Al/3-K de LA ROCHE(1968). Le point se situe aux confins du secteur sédimentaire proche des dacites et des andésites. La composition chimique a été calculée à partir de la composition modale indiquée par la diffraction RX semi-quantitative.

2.4 LES CALCAIRES EOPERMIENS

On trouve un alignement d'affleurements de bancs calcaires clairs ou parfois de dolomies brunes près du Grand Col des Encombres, en bordure orientale du synclinal permien du Perronnet (fig.III.17).

De tels calcaires ont déjà été décrits 15 ou 20 km plus au sud à Valloire et dans le massif de Rochachille (PUSSENOT,1930; LEMOINE,1952; FABRE,1961; FEYS,1963).

Des calcaires permiens sont également connus dans la Formation de Mären de la partie inférieure du Verrucano glaronnais (TRÜMPY et al.1972) et dans le Rotliegend inférieur (Autunien très probable) du bassin Sarre-Nahe (Palatinat) sous forme des calcaires d'Altenglan (FALKE,1976).

Dans le massif de Rochachille, un Eopermien à calcaires qui passe en continuité au Houiller clair conglomératique de Roche-Château (assimilable à l'Assise de Courchevel, Stéphanien moyen), est recouvert en discordance par un Néopermien conglomératique de couleur en général rouge qui passe de son côté en continuité au Permotrias et au Trias.

Aux Encombres, les calcaires associés à des schistes verts se trouvent dans le flanc inverse très réduit du synclinal du Perronnet. On ne les retrouve pas dans le flanc normal. On peut lever, le long de la crête entre le Petit Col et le Grand Col des Encombres, de l'ouest à l'est, la coupe suivante (fig.III.18):

A: au sommet du Perronnet les Couches de Moriaz, grès ou tufs acides alternant avec des schistes noirs ou gris;

B: schistes rouges conglomératiques comportant des galets de quartz rose ou de "jaspes", mais jamais de galets de tourmalinites, flanc normal du synclinal;

C: flanc inverse représenté par un peu de schistes rouges à l'ouest, puis par les schistes verts avec un banc de calcaire redoublé par un pli mineur;

D: Houiller à grès parfois conglomératique, schistes noirs et veines de charbon.

Par analogie avec le synclinal des Setaz et du massif de Rochachille, on pourrait attribuer les schistes souvent conglomératiques rouges (B) au Néopermien, les schistes verts et le calcaire (C) à l'Eopermien. L'asymétrie aussi correspond à celle du synclinal des Setaz qui montre l'Eopermien presque exclusivement sur son flanc oriental. Les schistes conglomératiques rouges ressem-

blent en effet au Néopermien de Rochachille et ils se distinguent des grès conglomératiques du nord du terrain pas uniquement par leur couleur rouge, mais aussi par l'abondance des éléments de quartz rose et de "jaspe" et par l'absence des galets de tourmalinites. Ils incluent en plus localement (à l'endroit où la piste E.D.F. passe la crête) des grès clairs à quartz rose d'un faciès typiquement permotriasique.

La discordance entre l'Eopermien et le Néopermien observable dans le massif de Rochachille n'est pas reconnaissable sur le terrain d'étude, mais la pauvreté des affleurements et la tectonique intense ne permettent pas d'affirmer son absence.

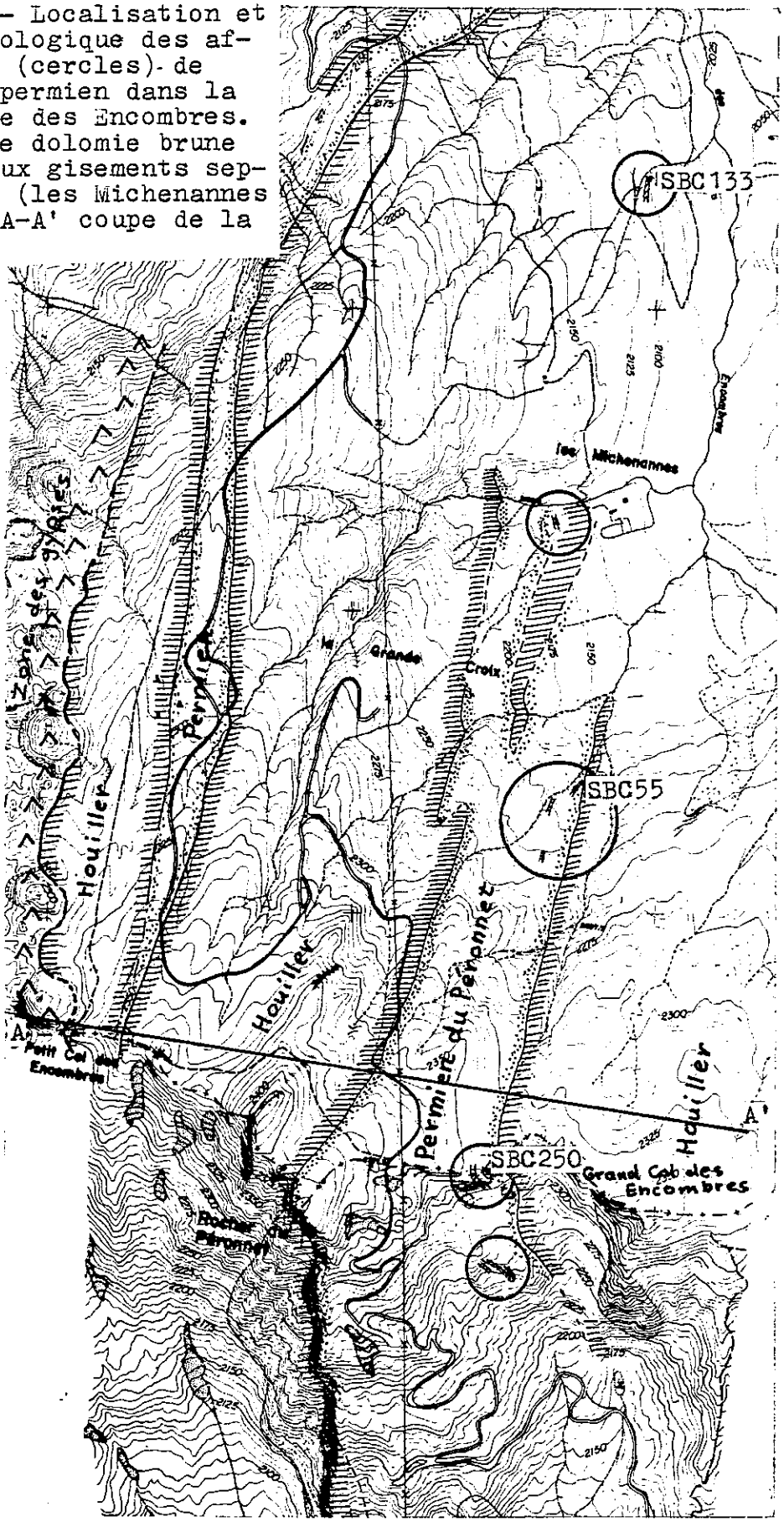
Le plus bel affleurement de calcaires des Encombres se trouve sur la crête entre le Peronnet et le Grand Col des Encombres (fig.III.19). Un échantillon intéressant, le SBC55, a été trouvé plus au nord sur un petit affleurement isolé. Cet échantillon (fig.III.20) montre une structure en grandes oolites ou pisolites (diamètre environ 2mm). Leurs structures internes sont, comme on l'observe en lame mince, entièrement effacées par la recristallisation en sparite.

LEMOINE(1952) et FEYS(1963,p42) citent des "structures attribuables à des oolithes calcaires recristallisées" dans les calcaires éopermiens de Rochachille.

On connait des oolites actuelles dans les environnements marins (Bahamas et golfe persique), lagunaires (côte ouest de l'Australie et côtes de la mer Rouge) et lacustres (Great Salt Lake de l'Utah) (FRIEDMAN et al.1978). Les oolites de grande taille et les pisolites se trouvent souvent associées à des stromatolites et sont, dans ce cas, probable d'origine algaire (oncolites) dans les milieux sursalés. D'autres pisolites dites "vadoses" se trouvent dans les caliches.

Les "Rogenstein" du Buntsandstein d'Allemagne du nord pourraient nous servir de référence et de comparaison. Il s'agit de niveaux d'oolites, oncolites et stromatolites intercalés dans les pélites rouges du centre du bassin du Buntsandstein inférieur. Le Rogenstein est interprété comme dépôt d'un grand lac salin (Playa lake) au centre d'un bassin subsident continental. BERTRAND-SARFATI et J.FABRE(1972) décrivent des oolites et stromatolites analogues dans la série rouge du Stéphano-Autunien d'Abadla (Algérie, Sahara occidental).

Fig.III.17 - Localisation et contexte géologique des affleurements (cercles) de calcaire éopermien dans la haute vallée des Encombres. Il s'agit de dolomie brune pour les deux gisements septentrionaux (les Michenannes - SBC133). A-A' coupe de la fig.III.18.



Des manocalcimétries sur trois échantillons de l'Eo-permien donnent:

échantillon	calcite	dolomite	insoluble
SBC250	60	20	20
SBC55	85	6	9
SBC133	0	90	10

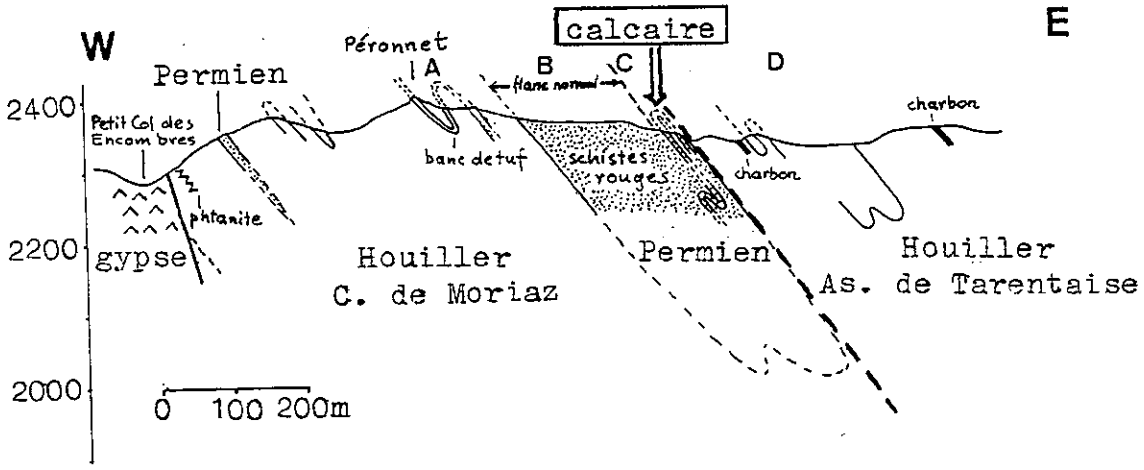


Fig.III.18 - Coupe E-W par le sommet du Péronnet (cf. carte figure précédente). Les calcaires "éopermiens" se trouvent uniquement au bord est du synclinal permien du Péronnet, dans le flanc inverse très réduit. A l'est du synclinal permien le Houiller comporte du charbon, c'est l'Assise de Tarentaise. A l'ouest le Houiller est représenté par des grès volcaniques, ce sont les Couches de Moriaz.

Fig.III.19 - Vue du principal affleurement de calcaires "éopermiens" (crête Péronnet - Grand Col des Encombres). Un banc calcaire, puissant de 2 m environ, est intercalé dans un schiste vert à schistosité recoupante en relation de flanc inverse. Le pli à l'intérieur du calcaire est assez étrange. De nombreuses veines de calcite se sont injectées parallèlement au litage qui se marque par un rubanement de la patine entre gris bleuté et brun clair.

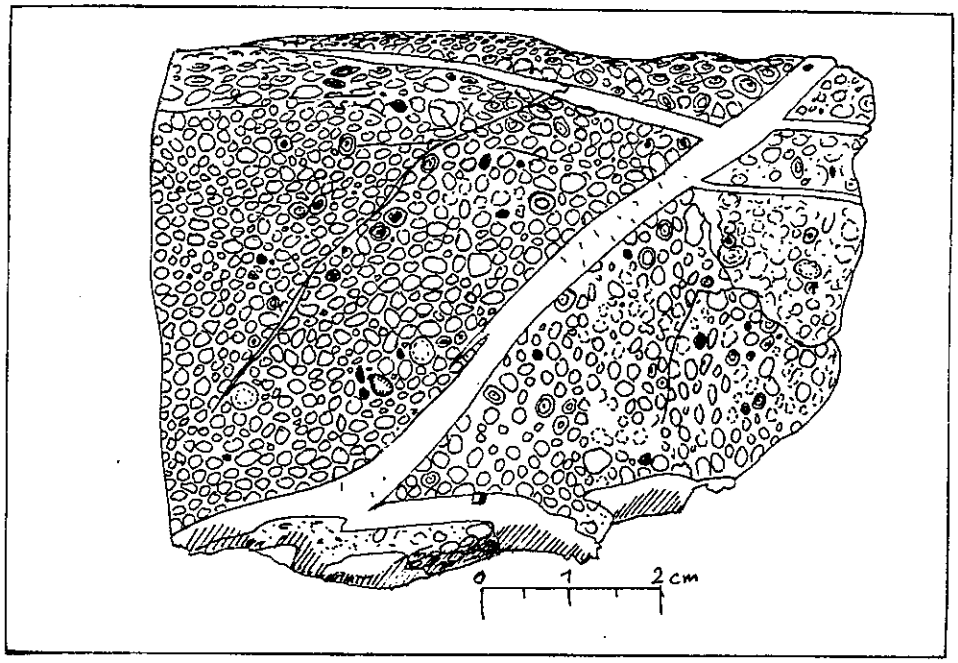


Fig. III.20 - Echantillon (SBC55) de calcaire oolitique ou pisolitique des calcaires permiens des Encombres. Quelques veines de calcite parcourent la roche.

	SAC54	SBC22	SBC182	rhyolite moyenne
SiO2	83,40	76,85	70,96	72,67
Al2O3	10,20	8,65	10,39	13,26
Fe2O3tot	0,29	1,74	1,64	2,71
MnO	0,01	0,14	0,14	0,06
MgO	-	1,67	0,02	0,39
CaO	-	2,47	4,82	1,14
Na2O	4,12	3,05	5,84	3,55
K2O	0,19	0,53	0,02	4,30
TiO2	0,16	0,48	0,44	0,28
P2O5	0,05	0,09	0,12	0,07
P.F.	0,27	4,02	4,23	1,49
total	98,69	99,69	98,62	100.01
FeOtot/MgO	infini	0,94	73,80	6,26

Tabl.III.3 - Trois analyses des éléments majeurs des tufs volcaniques permiens. Ces roches sont composées surtout de quartz et d'albite.

2.5 LES "TUFS" VOLCANIQUES OU "ROCHES QUARTZO-ALBITIQUES" DU PERMIEN

2.5.1 Introduction

Ces roches ressemblent au premier abord aux bancs massifs albitisés des tufs des Couches de Moriaz. Ils paraissent aussi comparables aux tufs ("bancs repères") de l'Autunien rouge de Lodève. Nous les appelerons des tufs ou des roches quartzo-albitiques, terme non génétique. Nous verrons au §III.3 les difficultés que pose l'interprétation de leurs minéraux lourds.

2.5.2 Gisements

On trouve des roches intercalées dans les schistes rouges du Permien (fig.III.21) sous forme de bancs de 40 cm à 1 m d'épaisseur. Elles ne s'intercalent jamais dans les grès conglomératiques et ne contiennent, bien sûr, jamais de galets. Un banc de "tuf" accompagne le toit de la barre de grès conglomératique qui s'étend de Tante Vieille aux Fours. Cependant nous n'avons pas réussi à nous servir des "tufs" comme marqueurs stratigraphiques.

2.5.3 Description

Ces roches massives ont un aspect de quartzite. Sur le terrain, on peut confondre la variété claire des "tufs" avec des lames tectoniques de quartzites werféniens. Les "tufs" peuvent être roses, blanchâtres, gris ou rarement verts ou noirs. Dans les types sombres, il existe des transitions vers des grès noirs par l'intermédiaire de faciès plaquetés plus riches en phyllosilicates et parfois calcitiques.

La diffractométrie RX semi-quantitative revèle de fortes teneurs en albite qui rappellent celles des tufs du Houiller. Douze échantillons ont donné la moyenne suivante (entre parenthèses l'écart-type):

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
53(11)	3(2)	1(2)	40(12)	0	1(2)	2(4)

Le tabl.III.3 donne les résultats de trois analyses chimiques.

En lame mince, nos "tufs" montrent des quartz subautomorphes ou rarement polycristallins noyés dans de l'albite en mosaique (fig.III.22). Dans la plupart des lames minces, on trouve, comme dans les tufs du Houiller, des albites en échiquier, témoins d'anciens feldspaths potassiques.

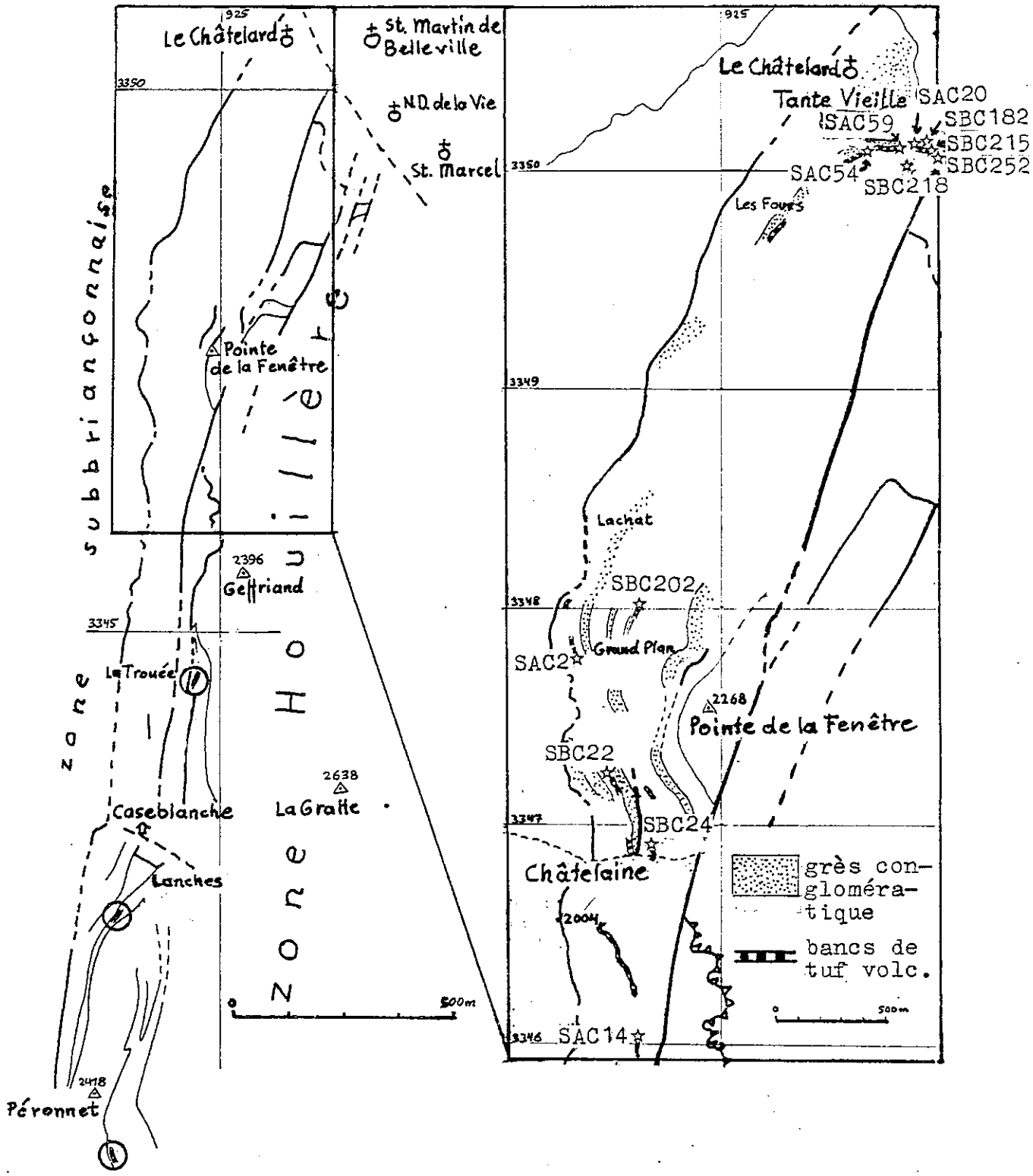


Fig.III.21 - Les affleurements des tufs volcaniques permiens avec localisations des échantillons. A gauche, schéma du terrain d'étude, à droite la partie nord agrandie. Quadrillage Lambert III. Dans la partie sud (à gauche) trois affleurements de tufs permiens ont été reconnus: celui de la Trouée, celui des Lanches et celui du Péronnet. Au nord (à droite), on remarque le banc de tuf qui accompagne assez régulièrement le sommet d'un niveau de grès conglomératique de Tante Vieille aux Fours. D'autres tufs affleurent au Grand Plan et en Châtelaine.

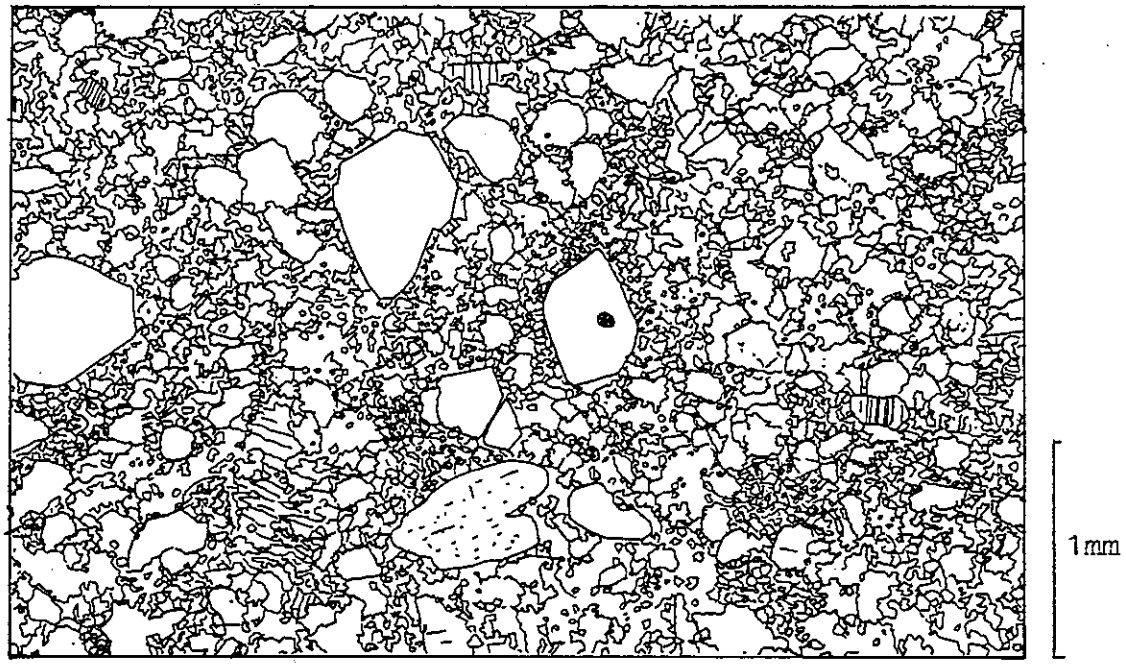


Fig. III.22 - Tuf permien, échantillon SAC54, lame mince. Une fine mosaique de quartz et d'albite entoure des microphénocristaux de quartz bipyramidé et quelques plagioclases plus grands.

échant.	nature	zircon	rutile	tourm.	n
SAC 4	grès vert	28%	2%	70%	255
SAC 15	grès rouge	20%	2%	78%	184
SAC 39	grès noir	44%	19%	37%	149
SAC 40	grès rouge	M	PA	M	-
SAC 43	grès noir	A	R	PA	-
SAC 49	grès vert	64%	10%	26%	190
SBC 130	grès gris	92%	5%	3%	236
SBC 137	grès gris	99%	1%	0%	107
SBC 219	grès vert	37%	1%	62%	130

TA	très abondant	environ 90 à 100%
A	abondant	" 60 à 90%
M	moyen	" 30 à 60%
PA	peu abondant	" 10 à 30%
R	rare	" 1 à 10%
d	décelé	moins que 1%

(d'après PARFENOFF et al.1970)

n=nombre des grains comptés.

Tabl.III.4 - Minéraux lourds transparents des grès permiens, fraction D=2,9, non phylliteuse, après attaque à HNO_3 et HCl. Les lettres donnent des estimations sur les populations non comptées. Granulométrie 50 à 160 µm.
En dehors du nombre des grains comptés, nous avons trouvé, dans le SAC49 quelques grains de grenat vert (analyse tabl. III.5) et des phosphates de terres rares (avant attaque) du groupe de la crandallite (?).

pourcentages des oxydes		formule struct. sur 24 oxygènes	
SiO_2	37.83	Si	5.96
Al_2O_3	14.99	Al	2.78
Fe_2O_3	4.80	Fe3	.57
MnO	.21	Mn	.03
MgO	.46	Mg	.11
CaO	36.17	Ca	5.94
Na_2O	.06	Na	0.00
K_2O	.00	K	.00
TiO_2	.00	Ti	.00
Cr_2O_3	5.17	Cr	.64
total	98.69		

grossulaire 70%
andradite 14%
ouvarovite 16%

Tabl. III.5 - Analyse à la microsonde d'un grenat vert d'un grès conglomératique vert permien, échantillon SAC49. L'importante teneur en chrome fait penser à une origine à partir d'une roche basique ou ultrabasique.

3. ETUDE DES MINERAUX LOURDS DU PERMIEN

3.1 INTRODUCTION

L'étude des minéraux lourds et de la morphologie des zircons a pour but d'établir la provenance du matériel détritique ainsi que le caractère et l'importance du volcanisme permien.

3.1.2 Modifications secondaires subies par les minéraux lourds

En vue de l'interprétation, il est nécessaire de discuter de la représentabilité des minéraux lourds trouvés par rapport aux minéraux lourds originellement présents dans les roches mères érodées dans le bassin versant. Les facteurs qui peuvent modifier une telle population sont d'après VAN ANDEL(1959):
(a) l'altération superficielle qu'a subie la roche mère avant sont érosion;
(b) l'abrasion pendant le transport;
(c) le triage pendant le transport;
(d) l'altération superficielle au lieu du dépôt avant enfouissement et la dissolution dans le sédiment faiblement enfoui ("intrastratal solution");
(e) l'altération superficielle après la remise à l'affleurement du sédiment.

Ce sont les phénomènes (a) et (d) qui semblent avoir été importants dans notre cas. En effet, il n'y a que peu de sédiments pour les 50 Ma du Permien (280 à 230 Ma, VAN EYSINGA, 1975). Les sédiments sont restés proches de la surface pendant longtemps. Leur couleurs rouges et verts et la minéralisation uranifère témoignent d'importantes circulations d'eau oxydante.

Il s'y ajoute l'effet du métamorphisme alpin qui a pu déstabiliser certains minéraux lourds.

La disparition des pyroxènes et amphiboles, de l'ilménite et de la magnétite ne surprend pas dans ces conditions. Il est plus difficile de savoir dans quelle mesure ont été affectés les minéraux plus stables (grenat, staurotide, disthène etc.).

3.2 DESCRIPTION

3.2.1 Les minéraux lourds des grès conglomératiques

(a) Composition modale

Zircon, rutile et tourmaline sont pratiquement les seuls minéraux lourds des grès permiens (tabl.III.4). Les teneurs en tourmaline s'expliquent en partie par les galets de tourmalinite (cf.§III.4). Ceux-ci ont en effet été observés sur les échantillons SAC4 et SBC219, riches en tourmaline. Ces mêmes galets fournissent aussi des rutiles. Cependant, ces derniers pourraient également provenir d'un socle fortement métamorphique (FORCE, 1980). L'échantillon SAC49 a fourni quelques minéraux verts isotropes dont un grain a été analysé à la microsonde (tabl.III.5). Il s'agit d'une grossulaire chromifère. Nous avions déjà rencontré du chrome dans certains micas. En outre, des grains roses semi-opaques du même échantillon montrent à la microsonde Caméca MS46 (semi-quantitative) la présence de Ce (très fort), La et P en l'absence de Th. D'après le diffractogramme fait sur les minéraux lourds, il ne s'agirait pas de monazite, mais d'un minéral rare, la florencite* $(Ce,La)Al_3H(OH)_6(PO_4)_2$ (PALACHE et al.1951).

(b) Typologie des zircons

Elle est illustrée par les fig.III.23 et 24. Les populations sont assez étalées et parfois légèrement bimodales. L'interprétation dépendra en partie de celle des "tufs" permiens qui montrent des populations très semblables à celles des grès.

3.2.2 Description des minéraux lourds des "tufs" permiens

(a) Composition modale (tabl.III.6)

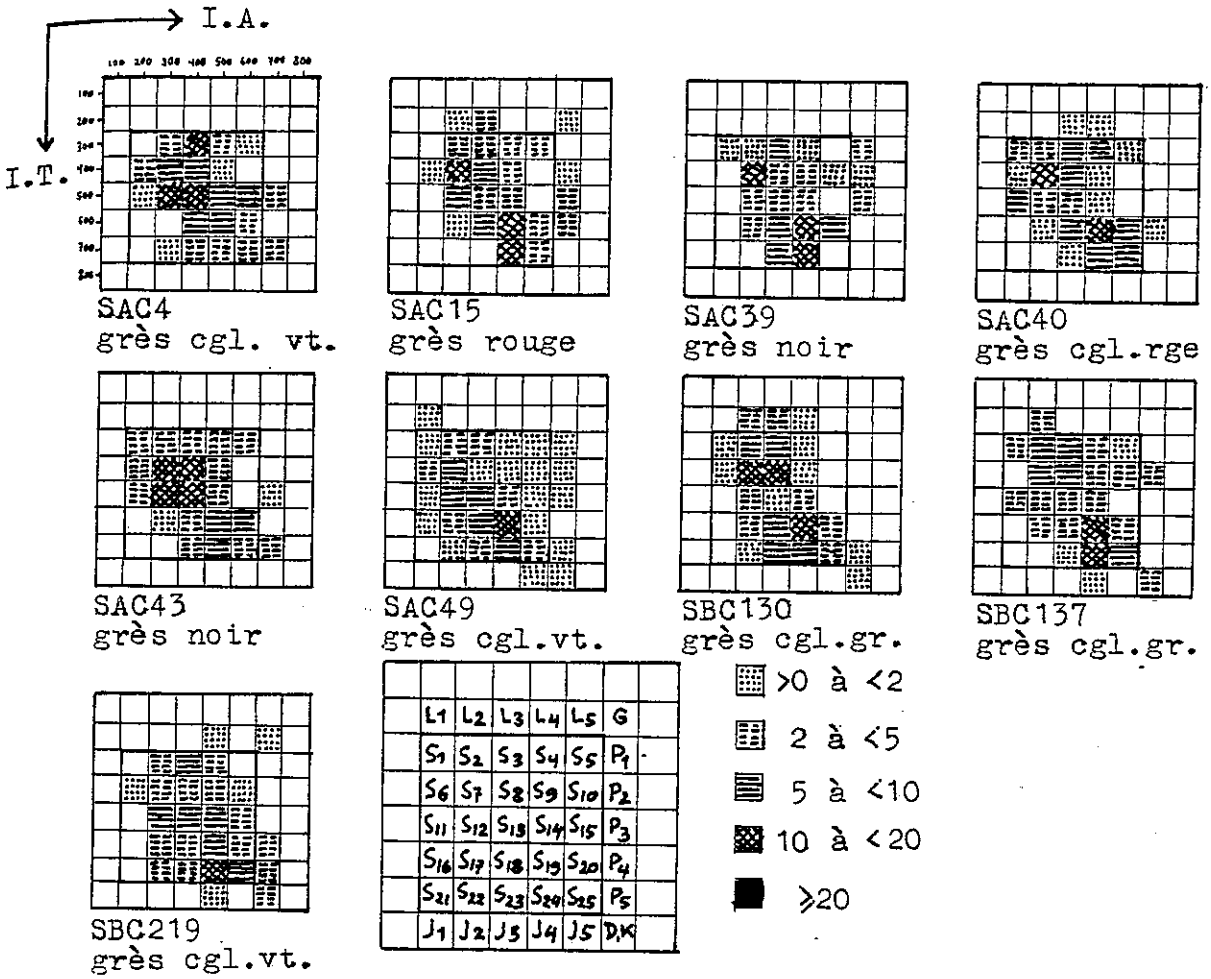
Les teneurs importantes en tourmaline et en rutile sont inhabituelles pour des roches supposées volcaniques. Or ces deux minéraux sont pratiquement absents dans les tufs du Houiller.

(b) Typologie des zircons

Les populations des zircons (fig.III.25) des tufs permiens ont des points moyens I.$\overline{A}$.-I.$\overline{T}$. moins élevés que ceux des tufs du Houiller (fig.III.26).

---

* Ce mineral a été décrit récemment dans le gisement Cu-U-Au d'Olympic Dam en Australie (ROBERTS,D.E.;HUDSON,G.R.T.,1983,"The Olympic Dam Copper-Uranium-Gold Deposit,Roxby Downs, South Australia",Econ.Geol. 78,799-822).Note rajoutée après la soutenance.



localisation des échantillons ci-dessus:

SAC4	grès vert	dessus de Lachat	924,460-3348,230 alt.2020
SAC15	grès rouge	Rau de Châtelaine	924,660-3347,940 alt.2080
SAC39	grès noir	Combe sous l'Epaule	924,660-3347,940 alt.2080
SAC40	grès rouge	Granges de Ceseaux	925,835-3350,015 alt.1380
SAC43	grès noir	Tante Vieille Rte.	925,810-3350,210 alt.1325
SAC49	grès vert	"Rocher des Champs"	925,360-3350,190 alt.1430
SBC130	grès gris	Barre des Fours	925,310-3349,910 alt.1505
SBC137	grès gris	Falaise de Tante V.	925,705-3350,200 alt.1355
SBC219	grès vert	"Rocher des Champs"	925,360-3350,190 alt.1430

Fig.III.23 - En haut, les populations de zircon des grès permiens dans le diagramme de Pupin. En localisation avec les coordonnées de Lambert de ces échantillons (cf. aussi fig.III.1).
Les populations sont assez étalées et parfois bimodales.

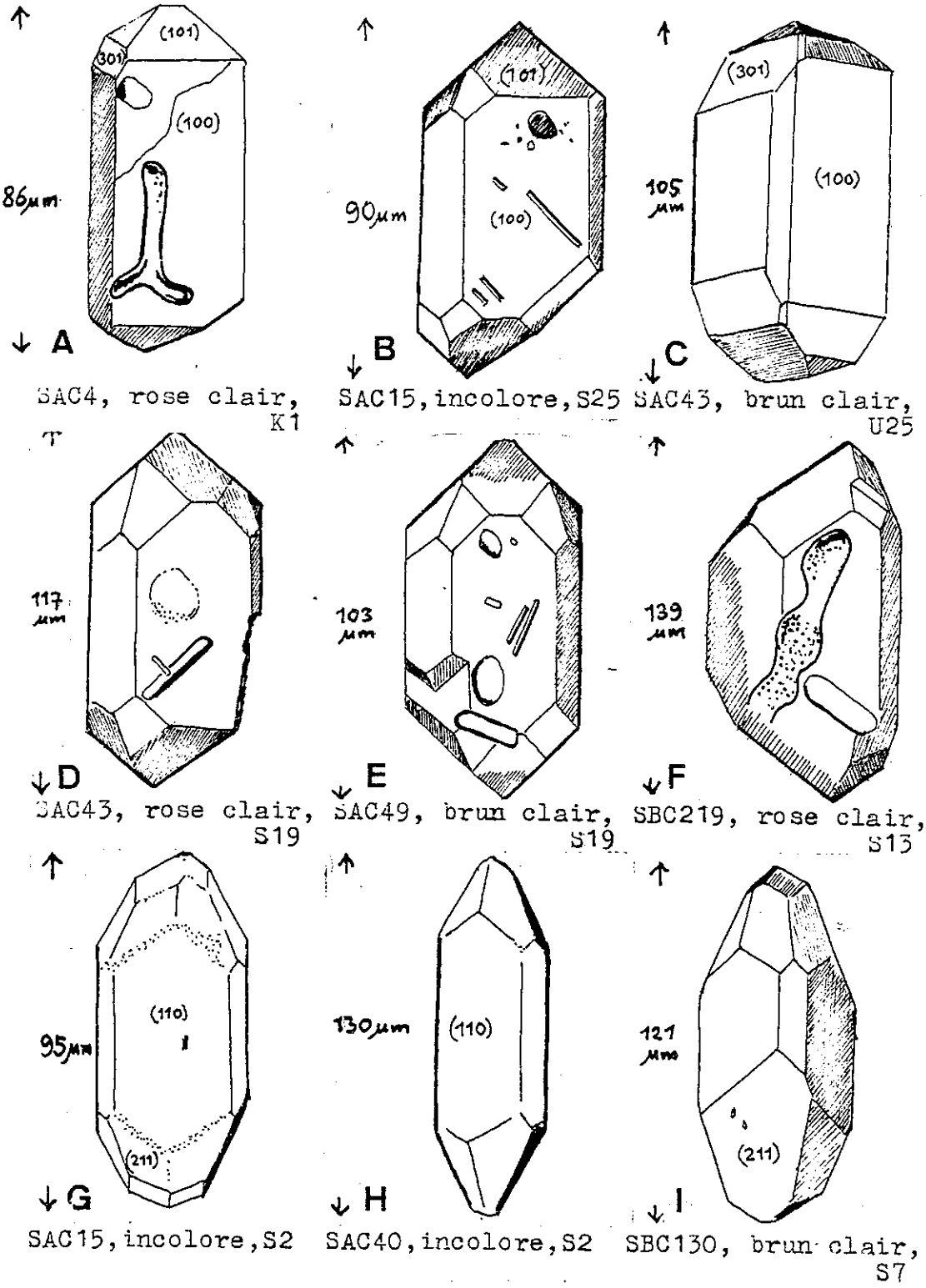


Fig.III.24 - Quelques zircons des grès conglomératiques permiens.

Les zircons A à F sont interprétés comme originaires du volcanisme contemporain. Ce sont des types à I.A. et I.T. forts (K1, S25, U25, S19) ou moyens (S13). Les "canalicules" (A, F) sont caractéristiques. Ces zircons sont d'habitude assez riches en inclusions (B, D, K). La pyramide (301) (A, C) est en réalité exceptionnelle.

Les zircons G à I ont des indices I.A. et I.T. faibles, sont assez allongés, généralement incolores, pauvres en inclusions, aux arêtes mal définies dès l'origine. Ces zircons sont typiques des milieux de l'anatexie sialique. Ils pourraient provenir du socle.

Echantillon	Zircon	Rutile	Tourm.	n
SAC 2	A	PA	PA	-
SAC 14	72 %	16 %	12 %	224
SAC 20	A	PA	PA	-
SAC 54	55 %	13 %	32 %	335
SBC 202	58 %	14 %	28 %	199
SBC 218	45 %	11 %	44 %	175

TA très abondant, environ		90 à 100 %
A abondant	"	60 à 90 %
M moyen	"	30 à 60 %
PA peu abondant	"	10 à 30 %
R rare	"	1 à 10 %
d décelé	moins de	1 %

(d'après PARFENOFF et et al.1970)

n = nombre des grains comptés

Tabl.III.6 - Minéraux lourds transparents des tufs permiens, fraction D 2,9, non-phylliteuse après attaque à HNO3 et HCl, granulométrie 50 à 160 µm. Les lettres donnent des estimations sur les populations non comptées. Les fortes teneurs en rutile et tourmaline sont inhabituelles pour des roches volcaniques.

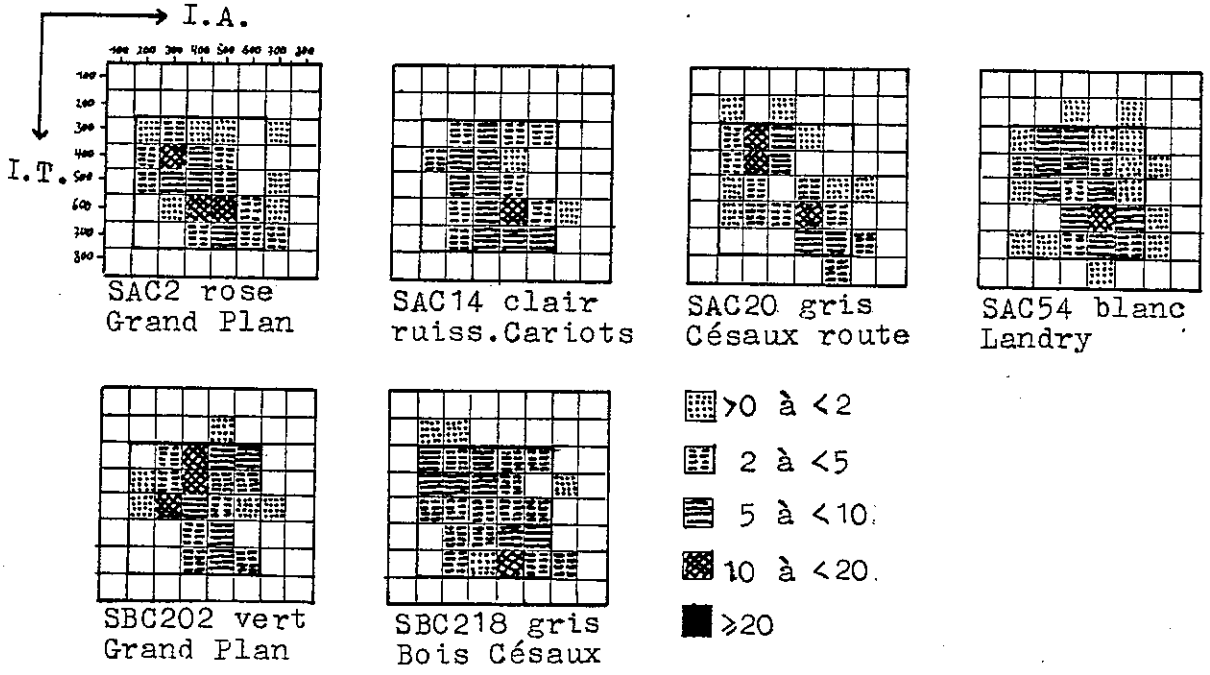


Fig. III.25 - Les populations des tufs permiens dans le diagramme typologique de Pupin, 100 zircons déterminés. Les échantillons SAC20 et SBC218 sont d'un faciès "plaqueté" qui représente peut-être un grès volcanique. Les populations sont assez étalées et parfois bimodales.

3.3 LE PROBLEME DES MINERAUX LOURDS DES "TUFS" PERMIENS

De la description des minéraux lourds du Permien ci-dessus se dégagent deux faits essentiels:

- une grande ressemblance entre les minéraux lourds des "tufs" et des grès conglomératiques permiens,
- une nette différence entre les minéraux lourds des tufs houillers et les "tufs" permiens à fortes teneurs en tourmaline et rutile.

Ceci pose un problème certain dans l'interprétation des "tufs" permiens. Nous envisagerons deux hypothèses:

(a) Au premier abord, la solution évidente semble être d'attribuer les tourmalines, rutiles et les zircons de basse température à une participation de détritus de socle comme cela avait été fait dans le cas des grès micacés du Houiller. Cependant, les "tufs" permiens ne comportent pas moins, mais davantage de rutiles et tourmalines que les grès conglomératiques permiens (fig.III.27). Quant aux muscovites détritiques qui accompagnent le matériel du socle dans le Houiller, elles font entièrement défaut dans le Permien. Cette interprétation revient alors à nier entièrement le caractère de tuf des roches en question qui paraissait bien établi par l'analogie de leur mode de gisement, de l'aspect macroscopique et de leur composition en minéraux légers, avec les tufs houillers du terrain d'étude et avec les tufs ("bancs-repères") de l'Autunien de Lodève. Il faudrait alors, dans cette hypothèse, trouver une explication toute autre, non-volcanique à l'albitisation massive de ces bancs (30 à 50% d'albite cf. §III.2.5.).

(b) Les "tufs" permiens seraient bien des roches volcaniques sans participation notable de matériel non-volcanique et les tourmalines et rutiles seraient originaires de ce magmatisme permien de caractère particulier qui a aussi produit les tourmalinites discutées au paragraphe III.4. Celles-ci contiennent également d'importantes teneurs en rutile de la granulométrie considérée (50 à 160µm).

Nous penchons vers cette deuxième hypothèse, mais admettons ne pas disposer de preuve.

En ce qui concerne les zircons, la rhyolite permienne de la Ponsonnière (sud de Valloire, FABRE,1961) montre une population comparable à celles de nos tufs.

Nous reviendrons encore sur les tufs permiens au chapitre VI.

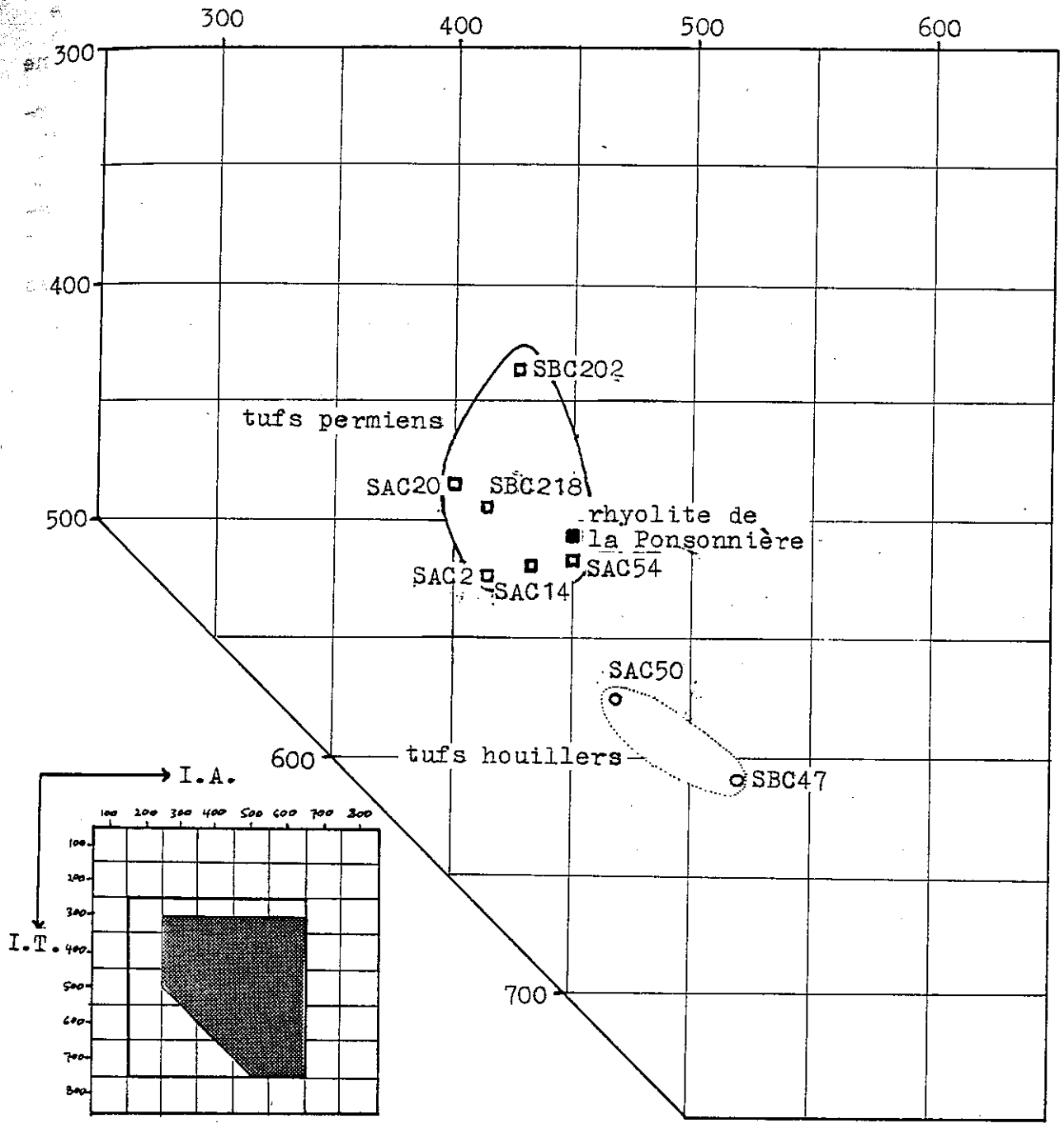


Fig. III.28 - Diagramme typologique des zircons montrant les points moyens I.A.-I.T. des tufs permiens, des tufs houillers et de la rhyolite de la Ponsonnière (Permien ou Permotrias).

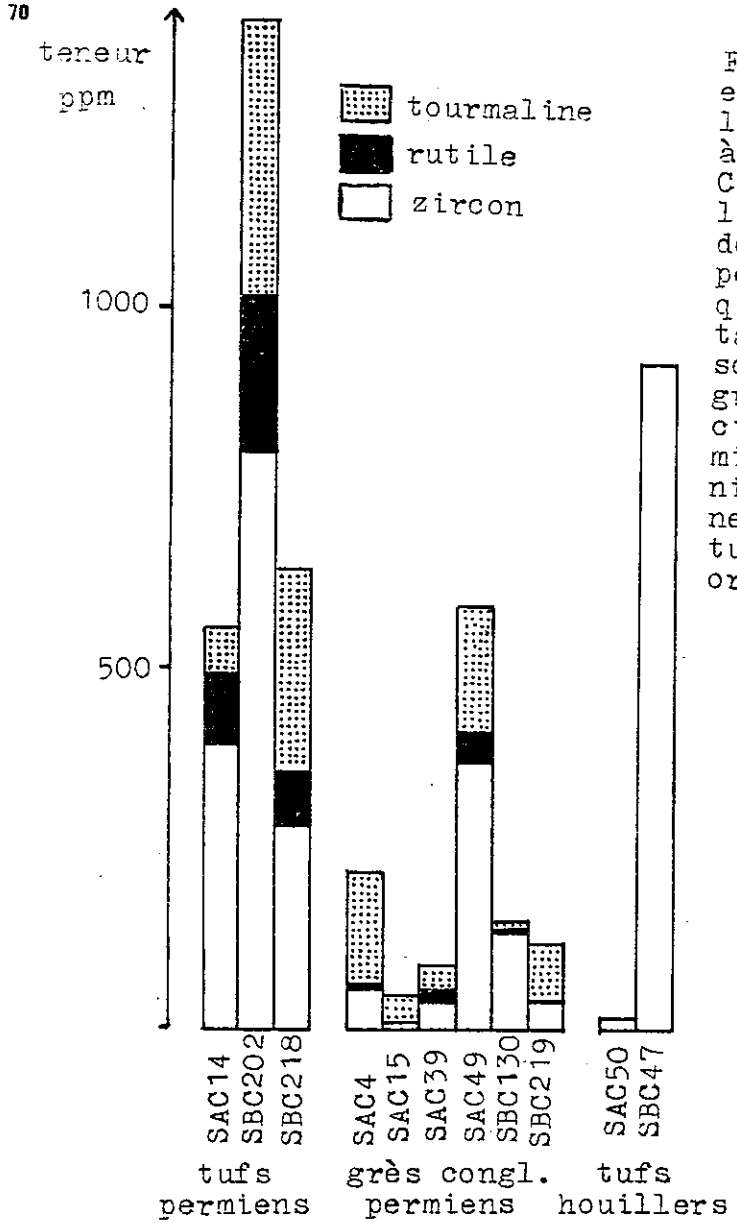


Fig.III.27 - Teneurs approximatives en zircon, rutile et tourmaline de la fraction 50 à 160 µm par rapport à la roche totale broyée et tamisée. Ces teneurs obtenues par pesage de la fraction lourde et par comptage des différentes espèces minérales ne peuvent avoir qu'une valeur semi-quantitative. Elles permettent pourtant de voir que les tufs permiens sont en général plus riches que les grès permiens. On peut alors difficilement imaginer comment des contaminations par du matériel non-volcanique pourraient expliquer les teneurs en rutile et en tourmaline des tufs: nous les interprétons comme originelles.

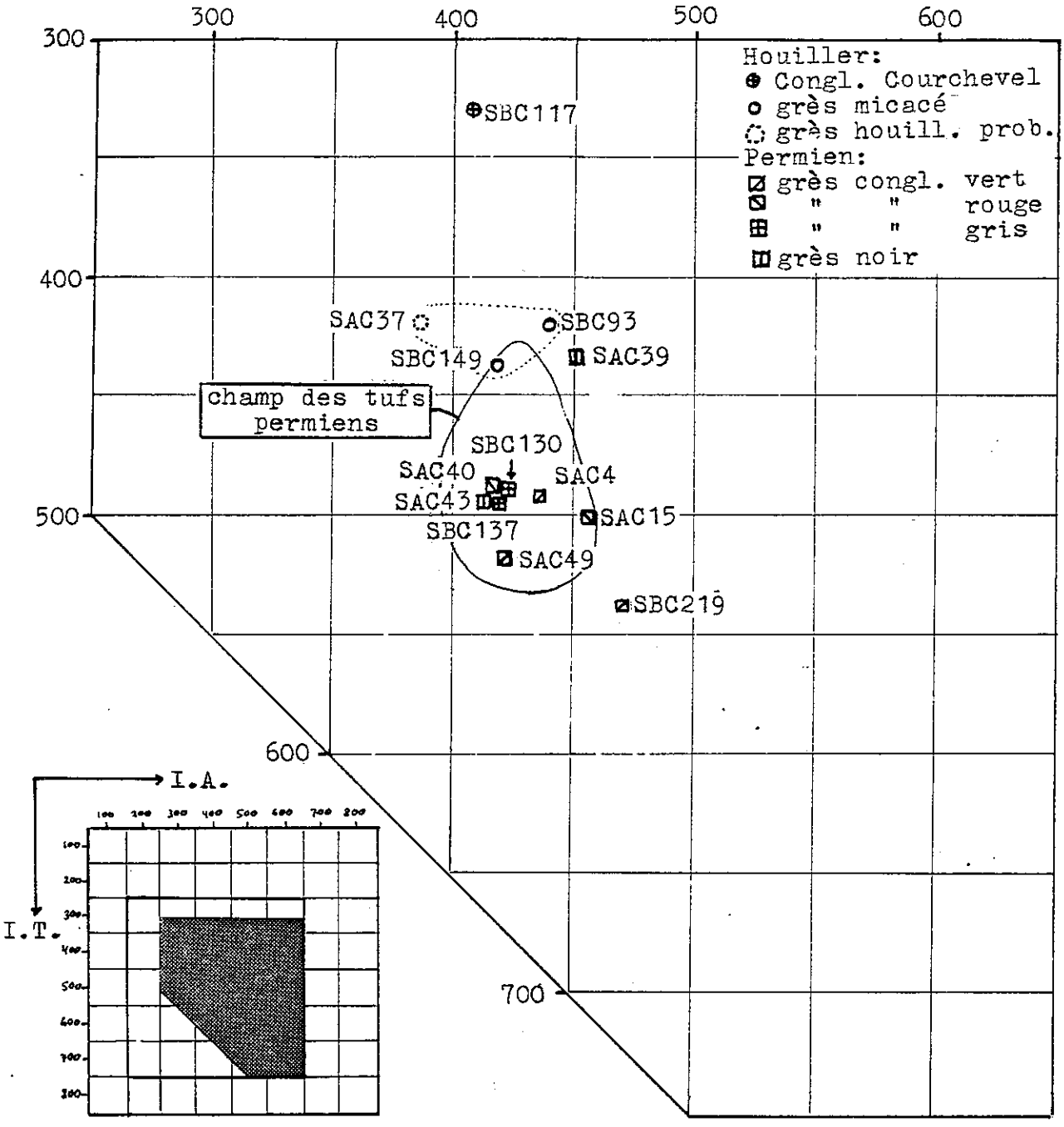


Fig.III.28 – Diagramme typologique des zircons montrant les points moyens I.A.–I.T. des grès conglomératiques permiens, des grès micacés du Houiller, du Conglomérat de Courchevel ainsi que l'enveloppe des tufs du Permien.

Les grès conglomératiques occupent un champ assez semblable à celui des tufs. Les grès micacés du Houiller et surtout l'échantillon du Conglomérat de Courchevel ont des I.T. plus faibles. On a l'impression que les grès conglomératiques proviennent surtout du remaniement des tufs.

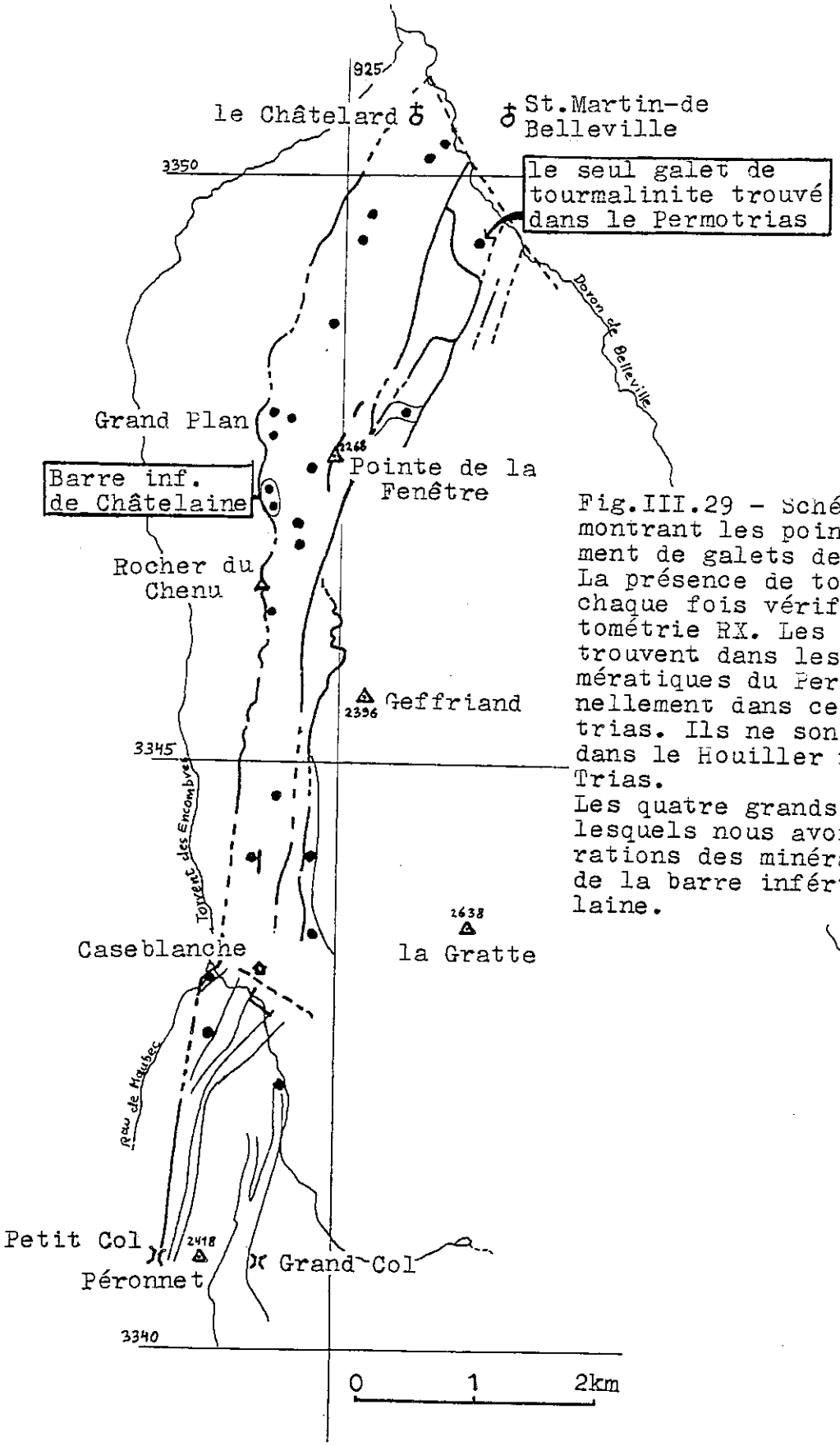


Fig.III.29 - Schéma du terrain montrant les points de prélèvement de galets de tourmalinites. La présence de tourmaline a été chaque fois vérifiée en diffractométrie RX. Les galets se trouvent dans les grès conglomératiques du Permien, exceptionnellement dans ceux du Permotrias. Ils ne sont connus ni dans le Houiller ni dans le Trias.
Les quatre grands galets sur lesquels nous avons fait de séparations des minéraux proviennent de la barre inférieure de Châtelaine.

4. LES TOURMALINITES

4.1 INTRODUCTION

Nous avions exclu, lors de la présentation des grès conglomératiques permiens, l'étude des galets de tourmalinites. Dans ce paragraphe, nous allons les décrire en détail, montrer qu'ils ne sont pas seuls dans le Permien des Alpes et discuter enfin de leur origine en se référant aux "tourmaline breccia pipes".

4.2 DESCRIPTION DES GALETS DE TOURMALINITES

4.2.1 Gisements et forme des galets

Dans les grès conglomératiques du Permien et exceptionnellement (un seul échantillon) dans le Permotrias, on trouve des galets noirs, très durs à aspect de "lydiennes", de "phtanites" ou de "volcanites noires" (fig.III.29).

Ces galets sont anguleux aux arêtes arrondies. Leurs longueurs sont généralement comprises entre quelques mm et 5cm, exceptionnellement 15 cm (fig.III.30A).

Les tourmalines sont en général très petites et ne se reconnaissent qu'en lame mince ou en diffraction RX.

4.2.2 Les différents types de galets de tourmalinites

D'après leurs structures on distingue les types suivants:

(a) structure homogène à l'échelle millimétrique (fig.III.30B), souvent bréchique à l'échelle centimétrique, grain fin plus petit que 40 µm, teneurs en tourmaline entre 40 et 70 %;

(b) comme ci-dessus, mais avec une organisation millimétrique en taches et bandes (fig.III.30C, 31 et 32);

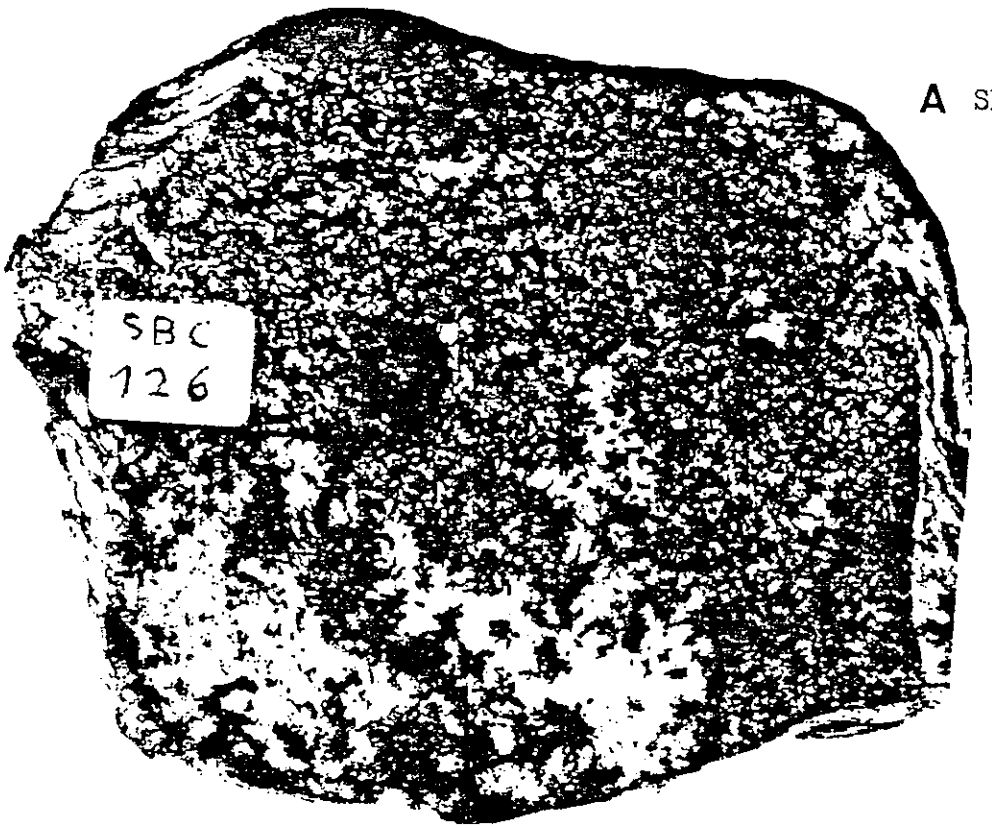
(c) structure grenue équante, grain plus grand que 40 µm (fig. III.30A. 32 et 34), teneurs en tourmaline plus faibles, de 20 à 40 %;

(d) roche magmatique porphyrique où les phénocristaux de feldspath ont été entièrement remplacés par de la tourmaline (fig. III.35);

(e) roche volcano-détritique tourmalinisée (fig.III.36).

La répartition de 22 galets selon ces types donne une idée de leurs fréquences relatives:

(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
fin, grain invisible	taches, bandes	grenu	porphyrique	volcano-sédimentaire
13	1	6	1	1



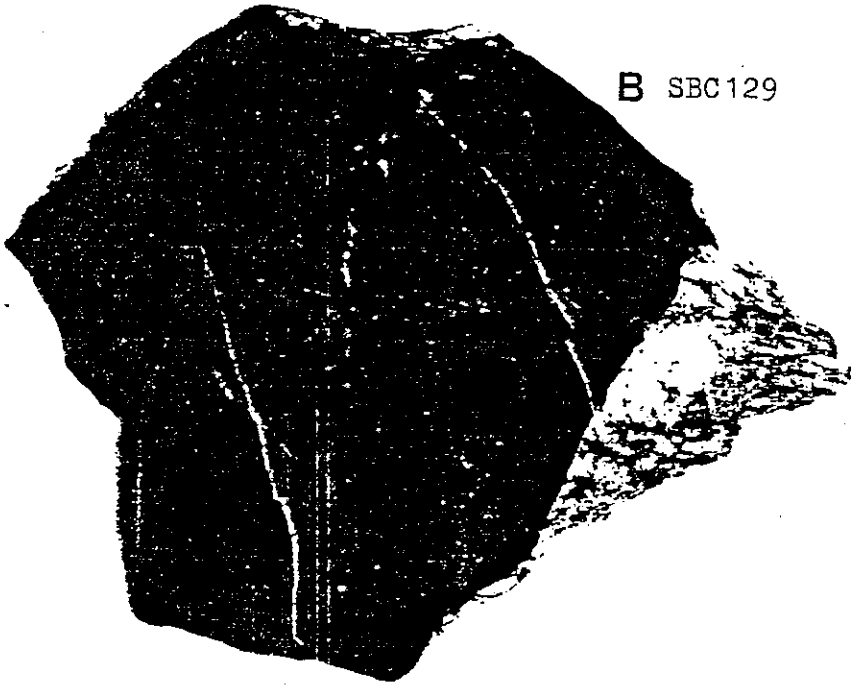


Fig.III.30 - Trois galets de tourmalinite en grandeur nature. Le SBC126 est le plus grand que nous ayons trouvé. Il est du type grenu. Le SBC129 représente le type à grain fin homogène qui est le plus courant. Le SAC41 montre l'organisation en taches et bandes et la bréchification qui est ancienne. Les galets se séparent difficilement de leur encaissant dans ces roches indurées. Les parties marginales fibreuses appartiennent à l'encaissant.

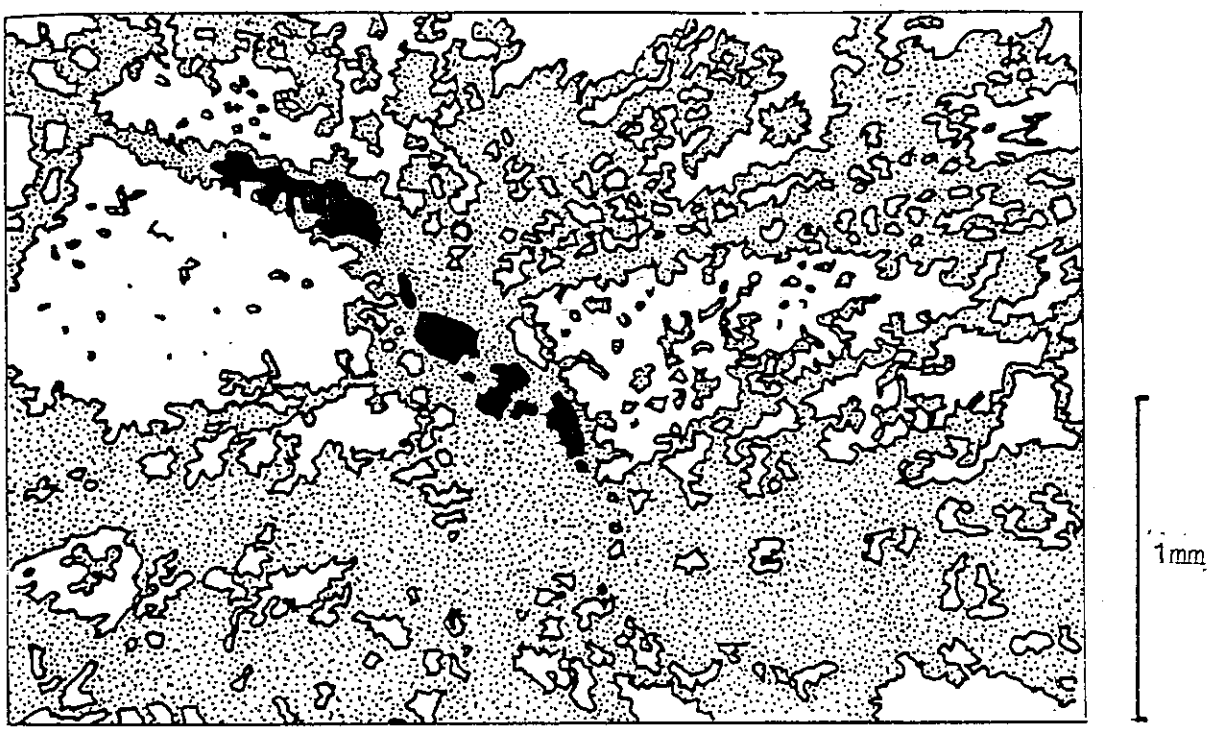


Fig.III.31 - Galet de tourmalinite, échantillon SBC124D, Barre inférieure de Châtelaine, lame mince. Roche fine quartzo-phylliteuse imprégnée de tourmaline (ponctuée) le long de fissures qui comportent des rutiles (en noir).

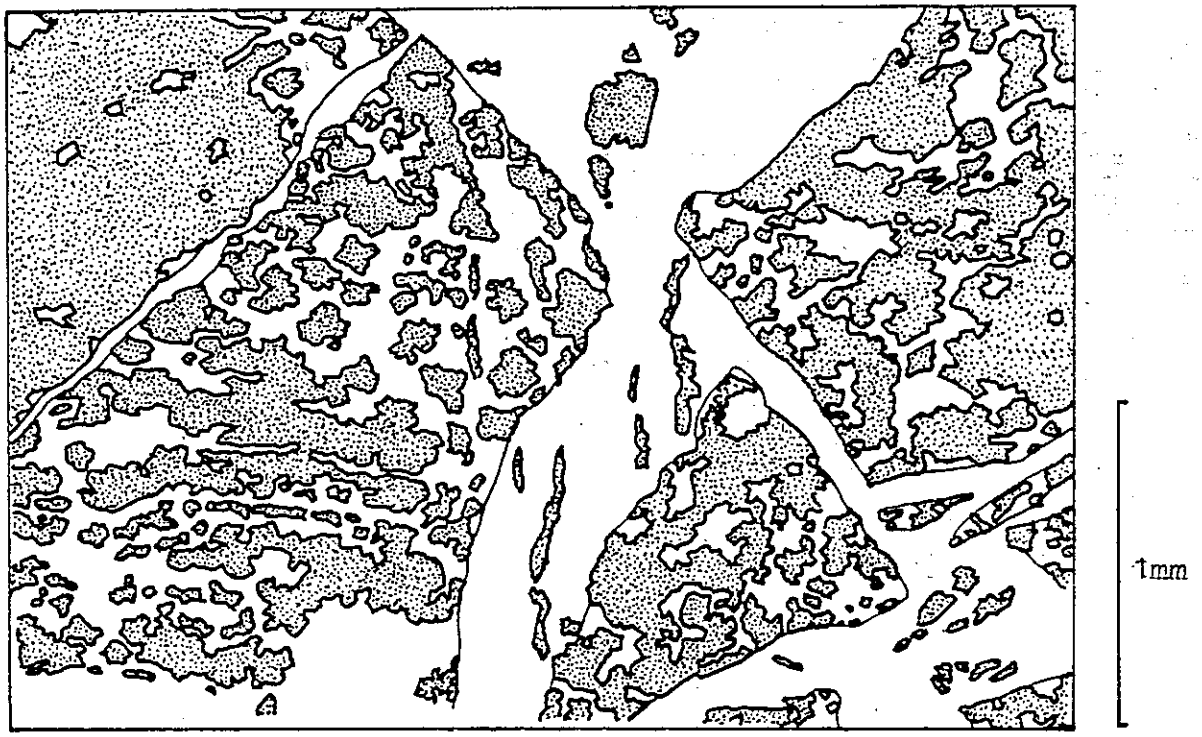


Fig.III.32 - Galet de tourmalinite, échantillon SAC41, lame mince. Roche bréchifiée avant son transport. Les éléments de la brèche sont constitués par de la tourmaline (ponctuée) en fin feutrage et du quartz organisé en taches et bandes. La brèche a ensuite été cimentée par du quartz avec quelques tourmalines dispersées.

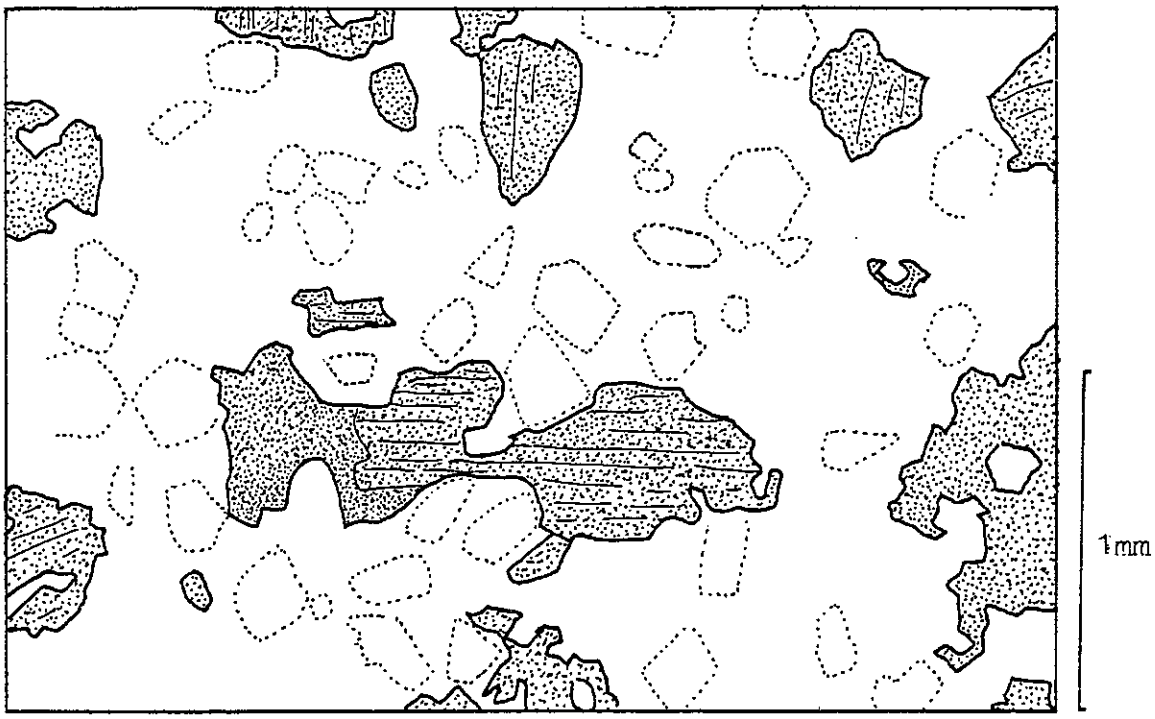


Fig.III.33 - Galet de tourmalinite, échantillon SBC124B, Barre inférieure de Châtelaine, lame mince. De grands cristaux xénomorphes de tourmaline (ponctuée) se détachent sur un fond de quartz polygonal, dans lequel des trainées d'inclusions marquent un stade antérieur à quartz automorphe. Géode?

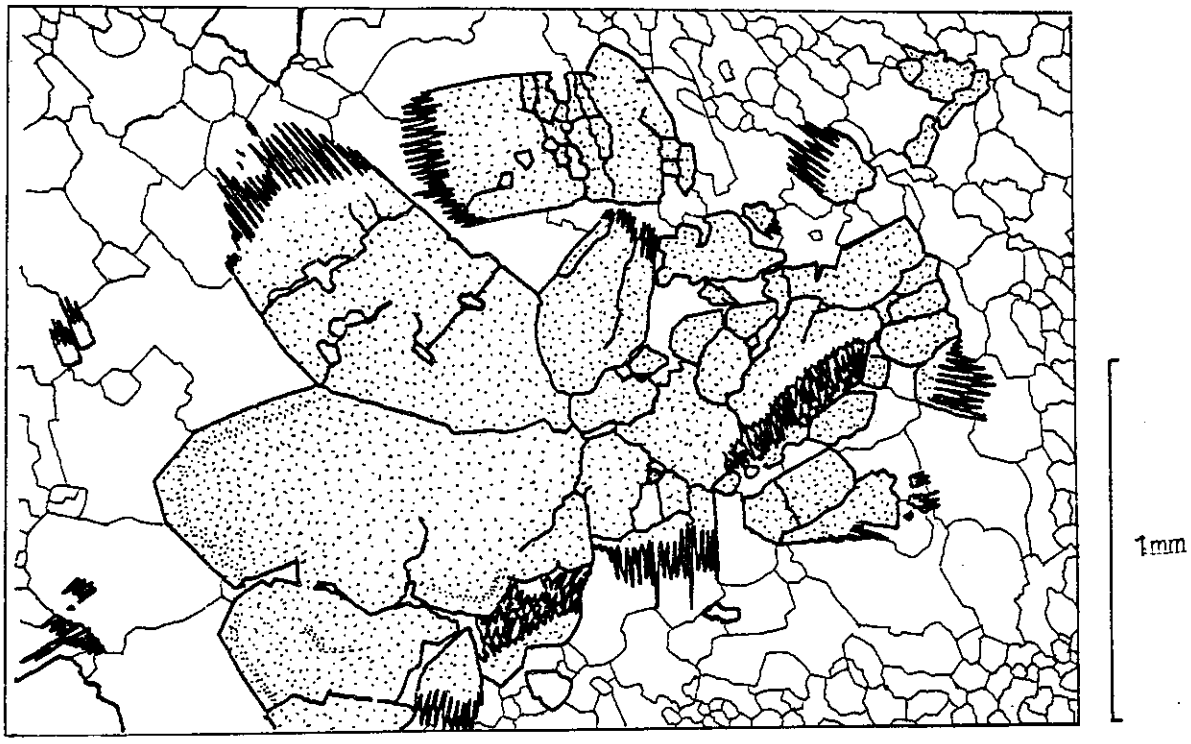


Fig.III.34 - Galet de tourmalinite, échantillon SAC68, lame mince. Des groupes de grands cristaux automorphes de tourmaline zonée forment des îlots dans un fond de quartz polygonal. Les faces pyramidales de ces cristaux sont revêtues de fibres de tourmaline probablement de néoformation alpine.

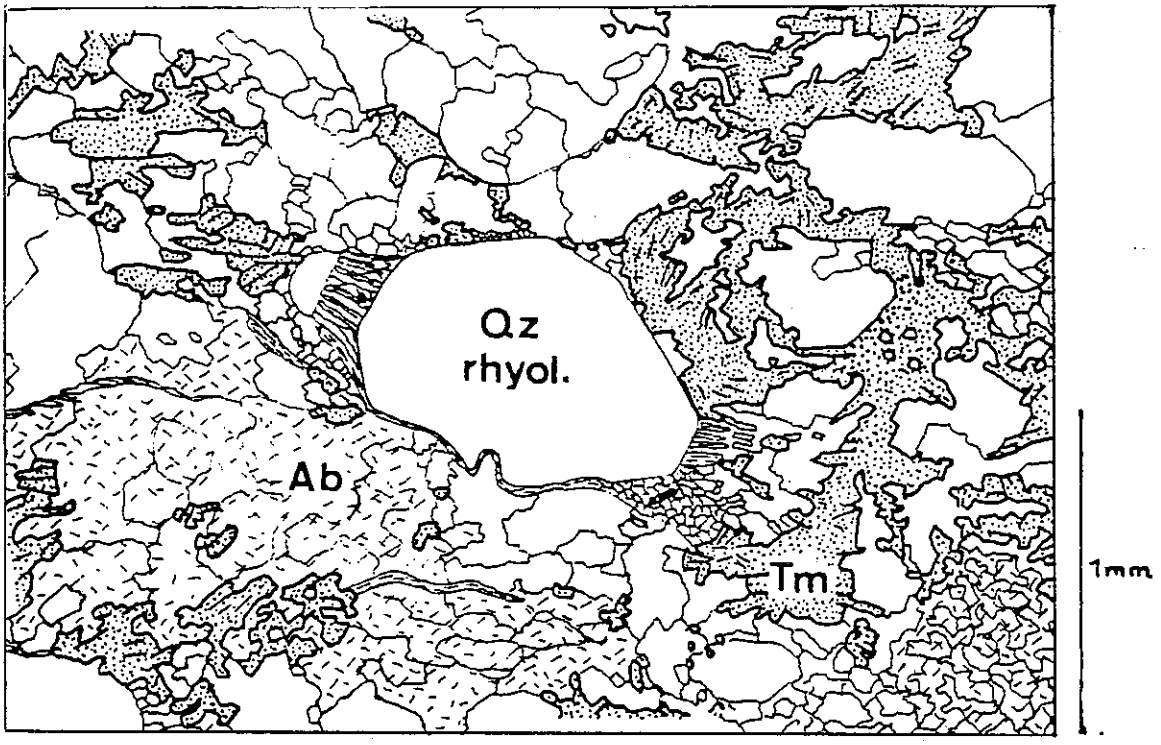


Fig.III.35 - Galet de tourmalinite, échantillon SBC124C, Barre inf. de Châtelaine, lame mince. Roche volcano-sédimentaire tourmalinisée (permienne?). Tm: tourmaline, Ab: albite, Qz rhyol: quartz rhyolitique.

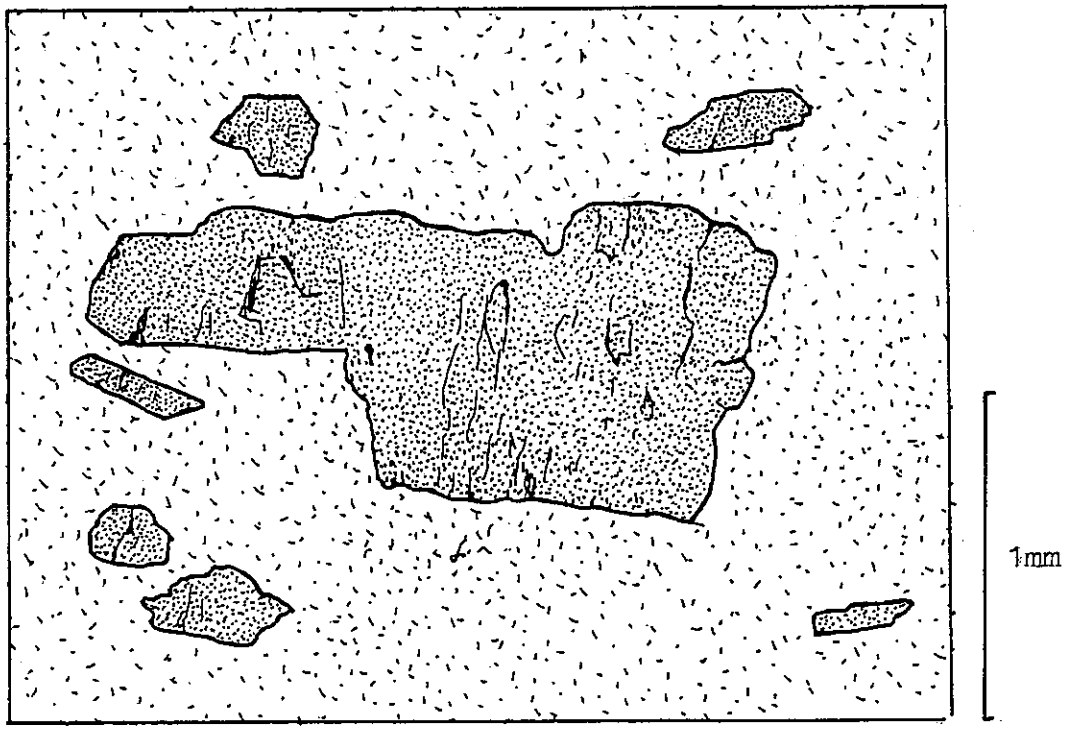


Fig.III.36 - Galet de tourmalinite, échantillon SBC253, lame mince. Un agrégat de tourmaline a entièrement remplacé d'anciens phénocristaux de feldspath (?) dans ce qui a dû être une rhyolite ou un microgranite.

Analyses pourcents pondéraux des oxydes

N°	12	1	28 C	29 B	30 C	31 B	32 C	33 B
SIO2	35.71	36.41	36.55	36.99	36.97	37.78	36.55	35.70
Al203	30.95	32.54	32.32	29.81	32.71	32.71	33.53	30.21
FeO	3.58	3.90	5.32	3.73	5.02	4.26	4.55	4.82
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00
MgO	8.25	8.19	7.65	10.13	7.66	8.17	7.47	8.88
CaO	1.60	1.46	1.29	1.94	1.16	1.28	0.62	1.92
Na2O	1.82	1.77	1.89	1.79	1.90	2.15	1.85	1.99
K2O	0.14	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
TiO2	0.96	0.34	1.05	1.68	0.70	0.24	0.00	0.48
Cr203	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Formules structurales calculées pour Si = 6

Z	Si	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
	Al	6.0	6.0	6.0	5.688	6.0	6.0	6.0	5.973
	Fe3	-	-	-	.312	-	-	-	.027
Y	Al	.118	.308	.247	-	.148	.112	.475	-
	Fe2	.501	.536	.727	.192	.678	.563	.623	.648
	Mn	nd	nd	nd	nd	nd	.008	.004	nd
	Mg	2.079	2.024	1.883	2.465	1.865	1.946	1.839	2.238
	Ti	.121	.041	.129	.204	.086	.029	nd	.061
	Cr	nd	.011	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Z	Σ y	2.819	2.921	2.981	2.861	2.777	2.658	2.941	2.947
	Ca	.288	.258	.225	.338	.201	.218	.108	.347
	Na	.592	.564	.601	.563	.597	.660	.588	.648
	K	.029	.148	nd	nd	nd	nd	nd	.004
	Σ X	.909	.970	.826	.901	.798	.878	.696	.999
	total	15.728	15.890	15.807	15.762	15.575	15.536	15.637	15.946
$Fe^t/(Fe^t + Mg)$		.19	.21	.28	.17	.27	.22	.25	.23
Ca/Ca+Na		.33	.31	.27	.38	.25	.25	.16	.35

nd = non détecté C = coeur B = bordure du cristal zoné

Tabl. III.7 - Huit analyses à la microsonde sur des tourmalines d'un galet de type grenu, échantillon SBC124B. En moyenne le site Y est occupé à 71% par Mg, à 19% par Fe et à 6% par Al; le site X est occupé à 28% par Ca. Il s'agit de dravite légèrement alumineuse à nette tendance uvitique (calcique). Les coeurs des cristaux sont plus ferrifères, les bordures plus magnésiennes.

4.2.3. Le chimisme des tourmalines

(a) Généralités sur la composition des tourmalines

On écrit la formule générale des tourmalines comme suit:

$$X\ Y_3\ Z_6\ B_3\ (O,OH)_{30}\ (OH,F)$$

Les substitutions sont très nombreuses et peu limitées par les valences qui s'équilibrent par "déhydroxylation".

Le site X est occupé par Na, mais aussi par Ca pour l'uvite.

Le site Y est occupé:

- par LiAl pour l'elbaite,
- par Fe'' pour la schorlite,
- par Fe''' pour la buergérite,
- par Mg pour la dravite,
- par Mg et Al pour l'aluminodravite.

Le site Z est occupé par Al, mais partiellement par Fe''' dans la ferridravite (WALENTA et al.1979).

(b) Diffractométrie RX et analyses

On peut se faire une idée du chimisme des tourmalines en les situant sur le diagramme dit d'Epprecht (fig.III.37) selon leurs paramètres de maille. La détermination exacte de ces paramètres est problématique. Nous avons lu les valeurs approximatives à partir de la raie (550) pour a, et (003) pour c. La première permet une mesure à 0,01Å près, mais la deuxième raie est souvent faible sur nos diagrammes. Des essais en utilisant la raie (051) n'ont pas été plus encourageants.

Il nous paraît cependant permis de tirer de la distribution des 13 échantillons la conclusion que les tourmalines de nos galets sont des dravites légèrement ferrifères et que leur chimisme ne varie qu'à l'intérieur de limites relativement étroites.

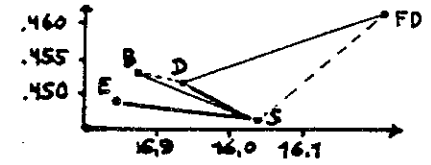
Ce caractère dravitique a été confirmé par huits points à la microsonde Camebax (tabl.III.7) faites pour nous par Daniel Ohnenstetter (Nancy). Trois analyses B,F,Li sur tourmalines triées ont été faites au CRPG-Nancy grâce à l'amabilité de Patrick LE FORT:

échantillon	B2O3%	F%	Li2Oppm
SBC124A	9,00	0,15	96
SBC124B	9,55	0,16	47
SBC126	9,16	0,24	38

Ces résultats montrent clairement que le pôle elbaite est négligeable dans nos tourmalines.

(c) Signification du chimisme des tourmalines

Les dravites sont des tourmalines peu communes dans le magmatisme (DEER et al.1962). Ceci se comprend si on pense que Mg et B y ont des comportements opposés. Nos roches constituent alors une anomalie que l'on est tenté d'expliquer par des mélanges magmatiques ou par des contaminations sélectives. Dans notre cas, une contamination d'un magma acide (comportant Si et Zr) par un fluide riche en Mg et B provenant des sédiments plus ou moins évaporitiques, nous paraît une hypothèse possible.



échant.	type	a(550)	c(003)	c/a
SAC8	A	15.95	7.18	.4501
SBC8	A	15.96	7.21	.4517
" 23	A	15.97	7.19	.4502
" 73	A	15.96	7.185	.4502
" 74	A	15.95	7.205	.4517
"124A	C	15.925	7.17	.4502
"124B	C	15.931	7.21	.4525
"124C	E	15.95	7.20	.4514
"124D	A	15.94	7.215	.4526
"126	C	15.94	7.19	.4511
"136	A	15.93	7.185	.4510
"184	C	15.93	7.17	.4501
"217	A	15.95	7.17	.4501

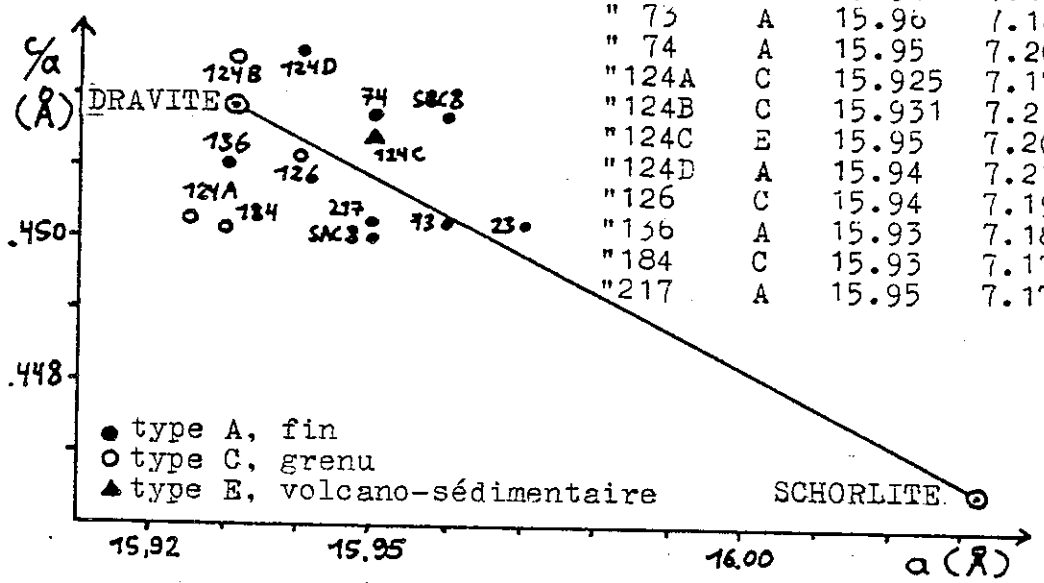


Fig.III.37 - Caractérisation des tourmalines des galets par leurs paramètres de maille déduits des raies (550) et (003). Les erreurs sont importantes, surtout sur c.
En cartouche quelques pôles des solutions solides d'après les données suivantes:

source		minéral		a(Å)	c(Å)	c/a
EPPRECHT	(1953)	E	elbaite	15,842	7,009	0,4485
"	"	S	schorlite	16,032	7,149	0,4465
ASTM 14-76	(1964)	D	dravite	15,931	7,197	0,4518
MASON et al.	(1964)	B	buergérite	15,873	7,187	0,4528
WALENTA	(1979)	FD	ferridravite	16,202	7,471	0,4611

4.2.4 Les minéraux lourds des galets de tourmalinites (autres que tourmaline)

(a) Echantillons, méthodes et granulométrie

Les minéraux lourds de quatre des plus grands galets, tous provenant de la barre inférieure de Châtelaine, ont été séparés. Nous nous sommes limités au type grenu, car les manipulations exigent des grains plus grands que 40 µm. Trois échantillons sont des tourmalinites proprement dites, le quatrième est une roche volcano-sédimentaire tourmalinisée.

(b) Composition modale

Les "teneurs" en minéraux lourds transparents autres que la tourmaline de la classe granulométrique 40 à 160 um, après attaque à HNO3 et HCl, sont:

échant.	type	zircon	rutile	anatase	brookite
SBC124A	grenu	0,1	+	+	-
SBC124B	grenu	257	56	-	-
SBC124C	volc.-séd.	150	11	-	-
SBC126	grenu	161	16	-	24

+ présence, - absence, valeurs en ppm dans la granulométrie 40 à 160 µm après séparation au bromoforme.

L'apatite, détruite par l'attaque est fréquente en lame mince et de couleur brunâtre. La topaze a été cherchée sans succès.

(c) Typologie des zircons

Les quatre populations (fig.III.38 et 39) ont des points moyens à I.T. relativement élevé (fig.III.40). L'échantillon SBC124C, la roche volcano-sédimentaire, se distingue par des valeurs I.A. et I.T. plus faibles. Son point moyen se situe à l'intérieur des enveloppes des grès conglomératiques et des tufs du Permien.

Les trois tourmalinites proprement dites ont des points moyens proches de ceux des tufs houillers. Ces zircons indiquent une température d'environ 800°C.

(d) Signification de la typologie des zircons

L'homogénéité des résultats des trois tourmalinites proprement dites semble montrer que des roches n'ont pas été produites par une tourmalinisation qui se superpose à des roches quelconques. Au contraire, elles semblent être des roches bien définies, magmatiques et de haute température qui s'intègrent sans difficulté dans le cadre du magmatisme permo-houiller.

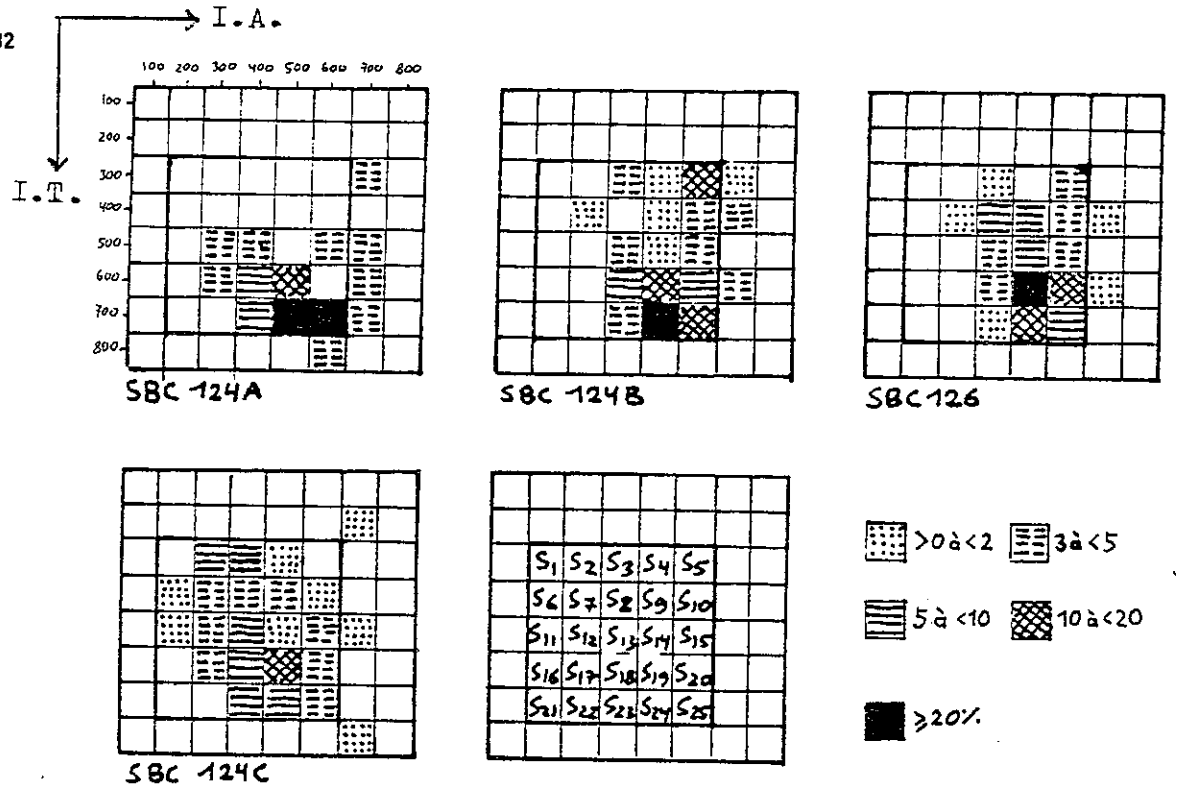


Fig.III.38 - Les populations de zircon des galets de tourmalinites. Les échantillons SBC124A, 124B et 126 sont des tourmalinites proprement dites. L'échantillon SBC124C est une roche volcano-sédimentaire tourmalinisée.
Cent zircons ont été déterminés par échantillon, sauf pour le SBC124A où nous n'avions obtenu que 50 zircons déterminables.

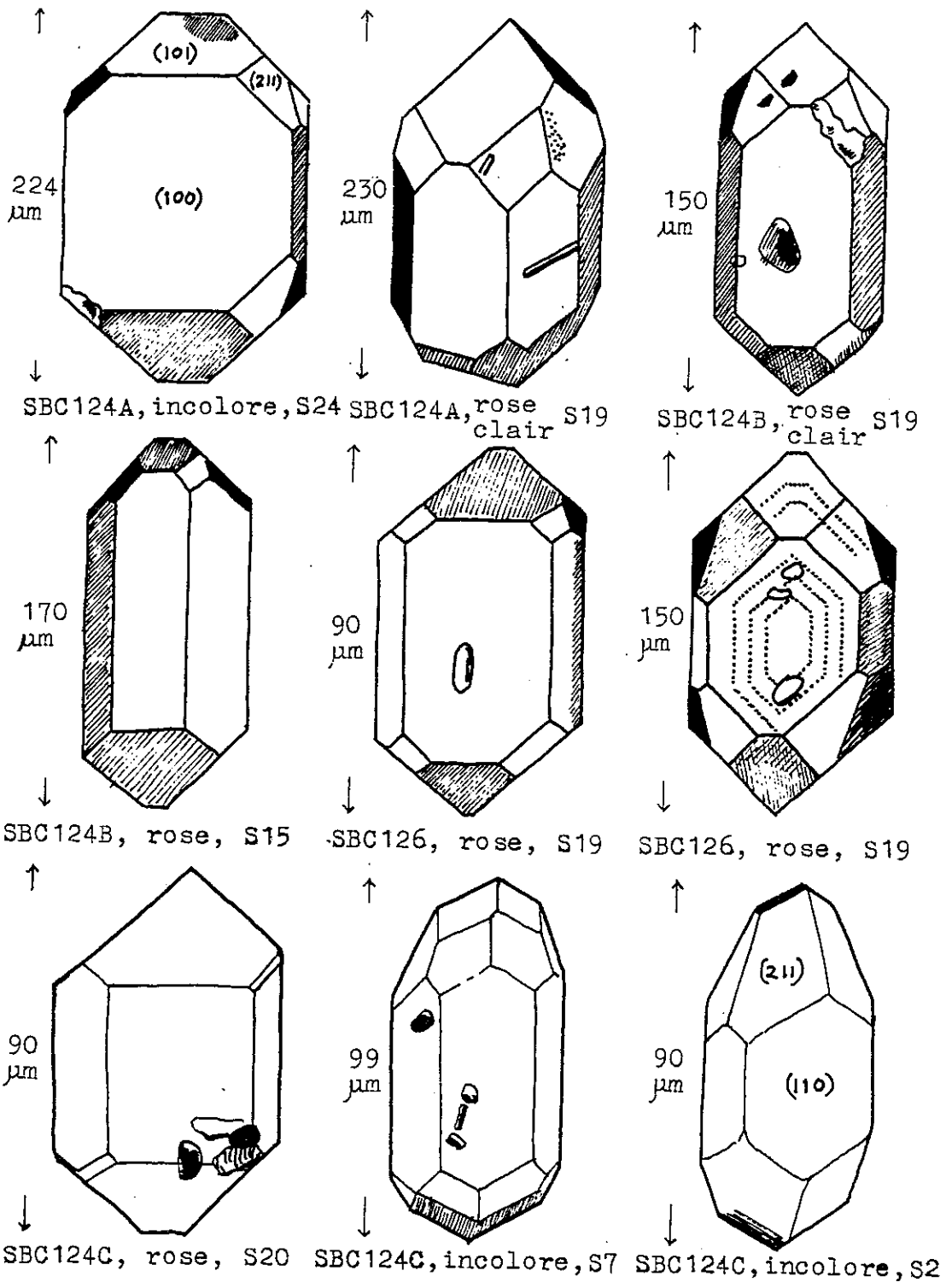


Fig.III.39 - Quelques zircons des galets de tourmalinites. Ce sont surtout des types à fort développement de la face (100). L'échantillon SBC124C, un roche volcano-sédimentaire tourmalinisée, contient aussi de zircons à plus fort développement des faces (110) et (211).

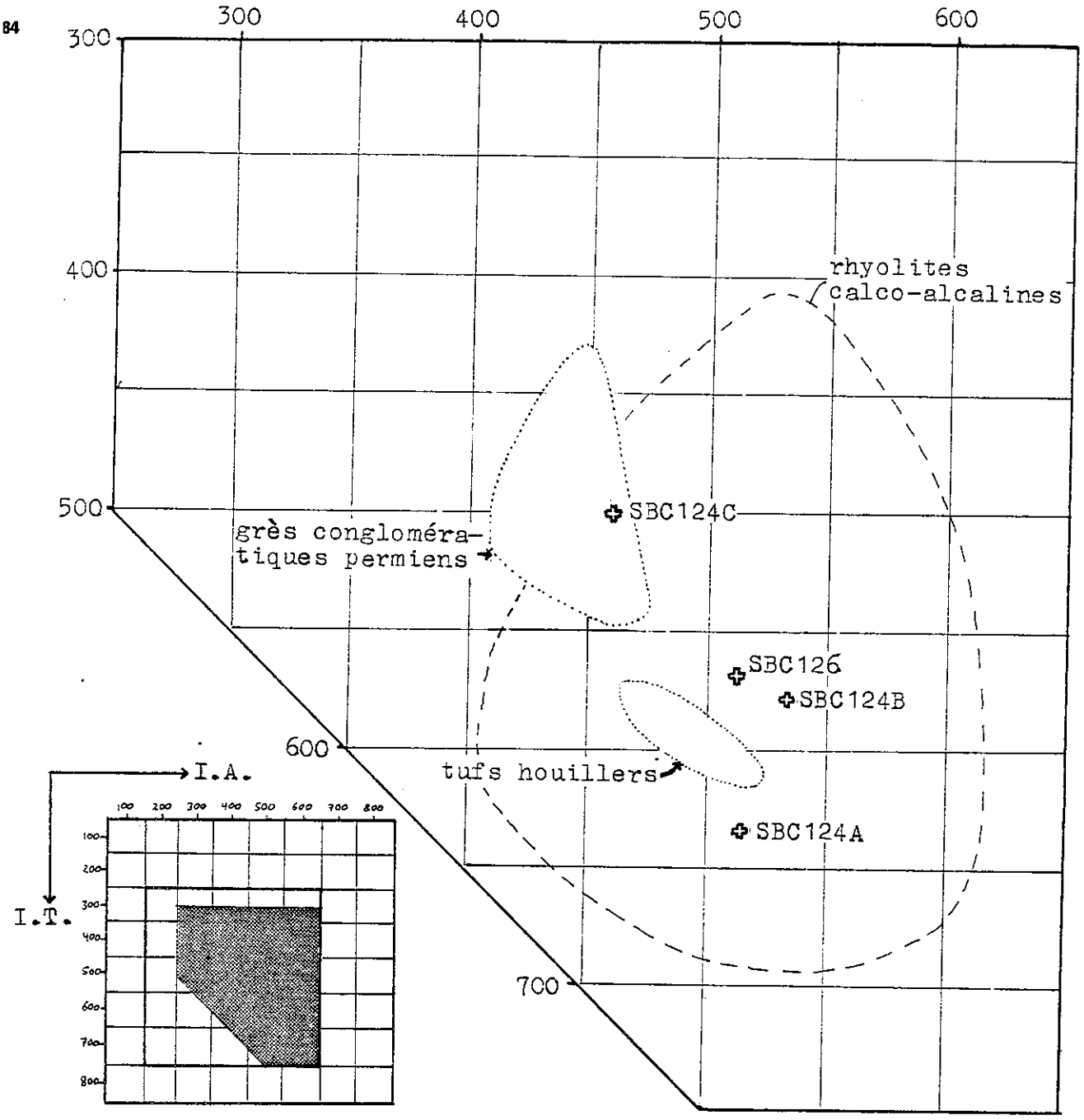


Fig.III.40 - Diagramme typologique des zircons montrant les points moyens I.A.-I.T. des quatre galets de tourmalinites. Les échantillons SBC124A, 124B 2t 126 sont des tourmalinites proprement dites (filonniennes?). L'échantillon SBC124C est une roche volcano-sédimentaire tourmalinisée.

Les tourmalinites proprement dites forment un petit groupe assez bien défini, comparable à celui des tufs houillers et bien au centre du domaine des rhyolites calco-alcalines de PUPIN(1980).

On peut penser que les tourmalinites appartiennent au magmatisme calco-alcalin permo-houiller. Cette hypothèse est encore appuyée par le fait que la roche volcano-sédimentaire tourmalinisée se situe à l'intérieur de l'enveloppe des grès conglomératiques permiens.

4.3 TOURMALINES ET TOURMALINITES PERMIENNES DES ALPES FRANCO-ITALIENNES

4.3.1 Introduction

Dans ce "sous-paragraphe", nous tacherons de montrer que les galets de tourmalinites de notre terrain se situent dans un contexte de tourmalinisations permiennes décrites à beaucoup d'endroits par les auteurs. Il s'agit pour la plupart de galets, mais aussi de tourmalinites et magmatites tourmalinifères en place. Dans certains cas, les auteurs paraissent hésiter sur l'interprétation. Nous présenterons d'abord les galets, puis les roches en place.

4.3.2 Galets de tourmalinites ou à tourmalines dans les sédiments permiens

Des galets riches en tourmalines ont été notés par divers auteurs dans le Permien des Alpes franco-italiennes (fig.III.41). On peut y citer du nord au sud:

- à Champagny (Vanoise septentrionale), ELLENBERGER(1958,p106) mentionne "des galets isolés de tourmalinite ancienne (surplomb au point 941,57-360,08) dans des lits sériciteux" du Permien s.s.; Dans la même région, AINARDI(1976,p12) note des galets de tourmalinite dans le "faciès versicolore" (Permien s.s.), mais aussi dans le "faciès argenté" (Permo-Trias);
- au Col d'Aussois (Vanoise méridionale), BOCQUET(1974,p152) décrit un galet à tourmaline dans les "schistes quartzitiques néopermiens"; elle a déterminé optiquement le rapport Fe/(Fe+Mg) qui est 0,52. Nous même avons trouvé, exactement au Col plusieurs galets de tourmalinite à grain fin qui, d'après la détermination de leur paramètres de maille en diffractométrie RX, sont des dravites tout à fait analogues à celles de notre terrain:

échantillon	a_o	c_o	c/a
P3A	15,94	7,185	0,4507
P3B	15.93	7,185	0,4510

- dans le massif d'Ambin, GAY(1970) indique deux galets d'une roche détritique à éléments de quartz où des tourmalines de quelques µm de diamètre remplacent partiellement la matrice. Ces galets se trouvent dans le "groupe d'Ambin" (Permien).
- dans le "Néopermien" de Rochachille (zone houillère, haute vallée de Névache), FEYS(1963,p44) mentionne deux galets de "quartz à tourmaline";

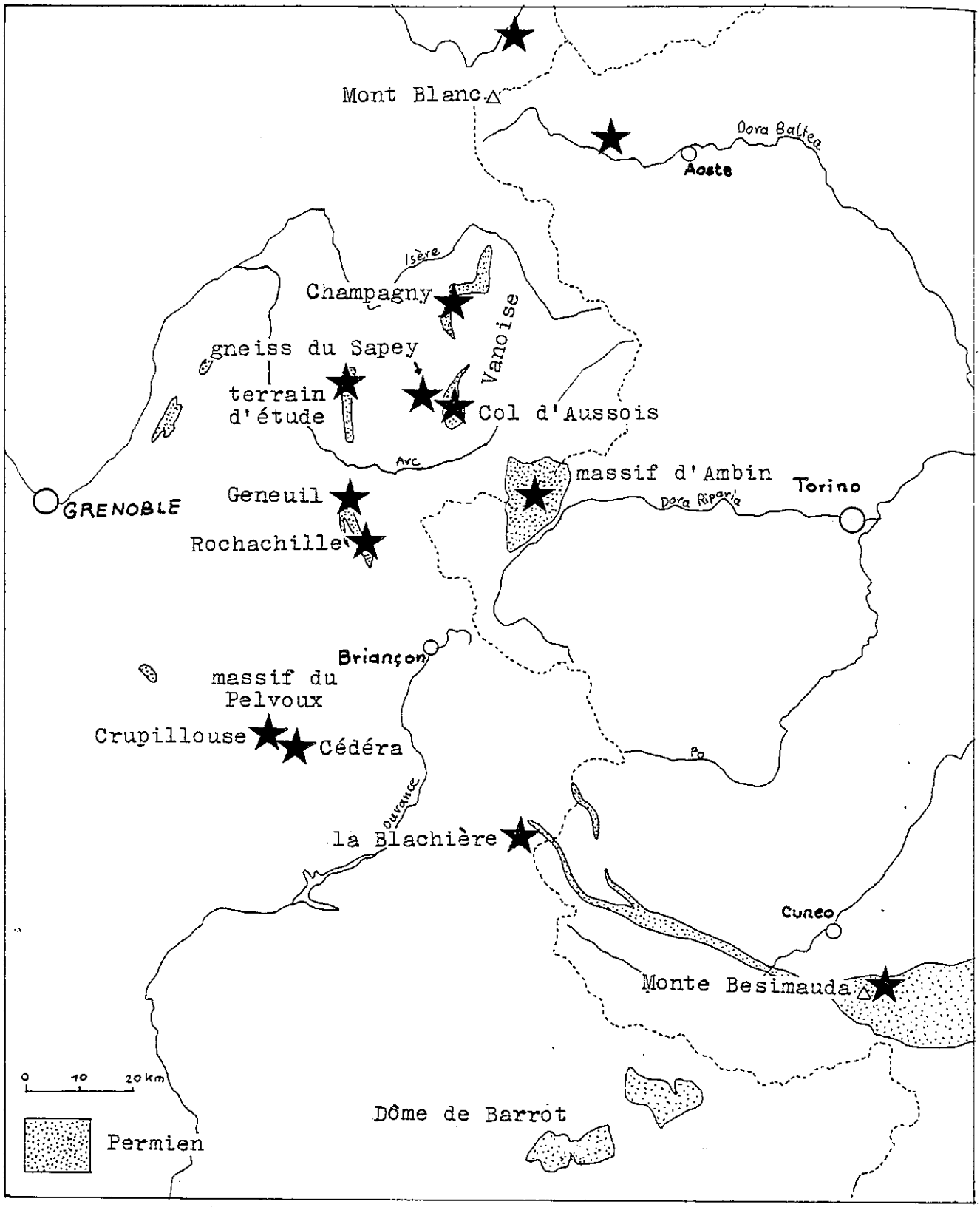


Fig.III.41 - Endroits dans les Alpes franco-italiennes où les auteurs (cf. texte) ont décrit:
- des galets riches en tourmalines dans les sédiments du Permien,
- des roches magmatiques tourmalinifères d'âge permien.

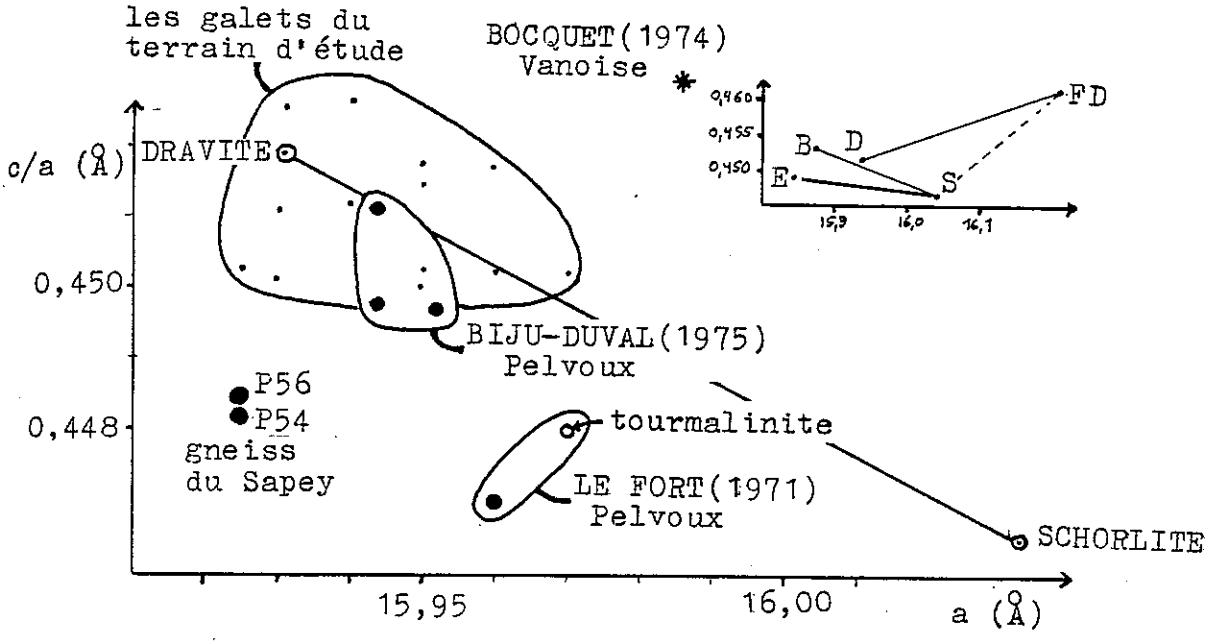
- dans le Permien de Geneuil (Valloire), décrit par FABRE(1961, p84), nous avons trouvé un galet de tourmalinite près de la Turra.
- dans le "Conglomérat de la Blachière" (haute Ubaye), LONCHAMPT (1962,p40) décrit des galets ou "enclaves" (?) dont certains évoqueraient des luxullianites; ce conglomérat serait stéphanien d'après GIDON(1962); rien n'empecherait d'y voir un stéphano-permien;
- dans le conglomérat de base du Werfénien du Dôme de Barrot, TRAORE(1976) décrit deux galets à tourmaline; une pegmatite et une "brèche magmatique";
- dans le massif du Monte Besimauda, GUILLAUME(1969) observe des tourmalinites dans le "volcano-sédimentaire stéphano-permien" sous forme de "lentilles dont le volume dépasse rarement un mètre cube" qui seraient des projections volcaniques ou de blocs détritiques; le chimisme des tourmalines est intermédiaire entre schorlite et dravite.

4.3.3 Roches tourmalinifères permiennes en place

Elles constituent les roches mères probables des galets. Leur âge permien est parfois bien établi, parfois douteux. On peut citer, en allant du nord au sud dans les Alpes franco-italiennes:
- dans le gneiss oeillé du nord-ouest du massif du Mont Blanc, RAUMER(1981) mentionne des veines de tourmalinites qu'il rattache à l'orogénèse calédonienne, mais Patrick Le Fort (comm. pers.) pense qu'elles sont permiennes comme celles du Pelvoux;
- dans le haut Val d'Aoste, CABY(1974) décrit plusieurs roches intrusives acides permo-houillères, y compris quelques pegmatites à tourmalines; il note aussi, au Mont Flassin, un Permotrias volcano-détritique tourmalinifère;
- le gneiss du Sapey, granite d'anatexie permien, affleurant 20km à l'est de notre terrain dans le massif de Péclet-Polset et à Modane, est accompagné de pegmatites à tourmaline sur lesquelles Jean Fabre a attiré notre attention; ces filons contiennent des tourmalines en cristaux centimétriques qui peuvent localement prédominer sur les autres constituants; d'après leur paramètre de maille, elles semblent dravitiques (fig.III.42); les zircons de ces filons ont une morphologie de basse température (fig.III.43 et 44) qui tranche sur celle des zircons de nos galets;

- dans les filons basiques (ou intermédiaires?) du sud du massif de Péclet-Polset, FABRE(1961,p65) décrit des tourmalines (microdiorite de la Pointe de Thorens); une lame mince d'un dyke de roche verte recoupant le "Stéphano-Permien" à l'entrée sud du vallon de Polset (937,130-3337,675) montre également d'assez nombreuses tourmalines dispersées (échantillon SBC103).
- dans le "Conglomérat du Col d'Aussois", BOCQUET(1974) décrit des filons à quartz, albite, hématite et tourmaline. L'analyse publiée indique un type intermédiaire entre dravite et schorlite.
- dans le massif du Pelvoux, BIJU-DUVAL(1975) décrit des pegmatites à tourmaline au Sirac. D'après les paramètres de maille, il s'agit de tourmalines assez dravitiques (fig.III.42); LE FORT(1971) décrit, également dans le Pelvoux, à côté des pegmatites à tourmaline de véritables tourmalinites à grain fin et à structure bréchique (Crupillouse et Cédéra); cependant les paramètres de maille et l'analyse d'une tourmalinite indiquent un type assez schorlitique; l'âge de ces filons serait tardi-hercynien.

Il est intéressant d'y ajouter encore deux observations dans le sudalpin italien (Lombardie):
- dans la mine de Novazza (Bergamo) qui exploite de l'uranium et du zinc dans la rhyolite inférieure de la formation de Collio (Permien inférieur), D'AGNOLO(1966) et RAVAGNANI(1981) notent des traces de tourmaline dispersées dans les tufs stériles du mur, abondamment silicifiés, carbonatés et à feldspaths détruits.
- en Val Torgola (Brescia), ROSSI(1975) mentionne des syénites sodiques tourmalinifères auxquelles seraient dûes des imprégnations avec du matériel syénitique dans le Verrucano lombard (Permien supérieur).



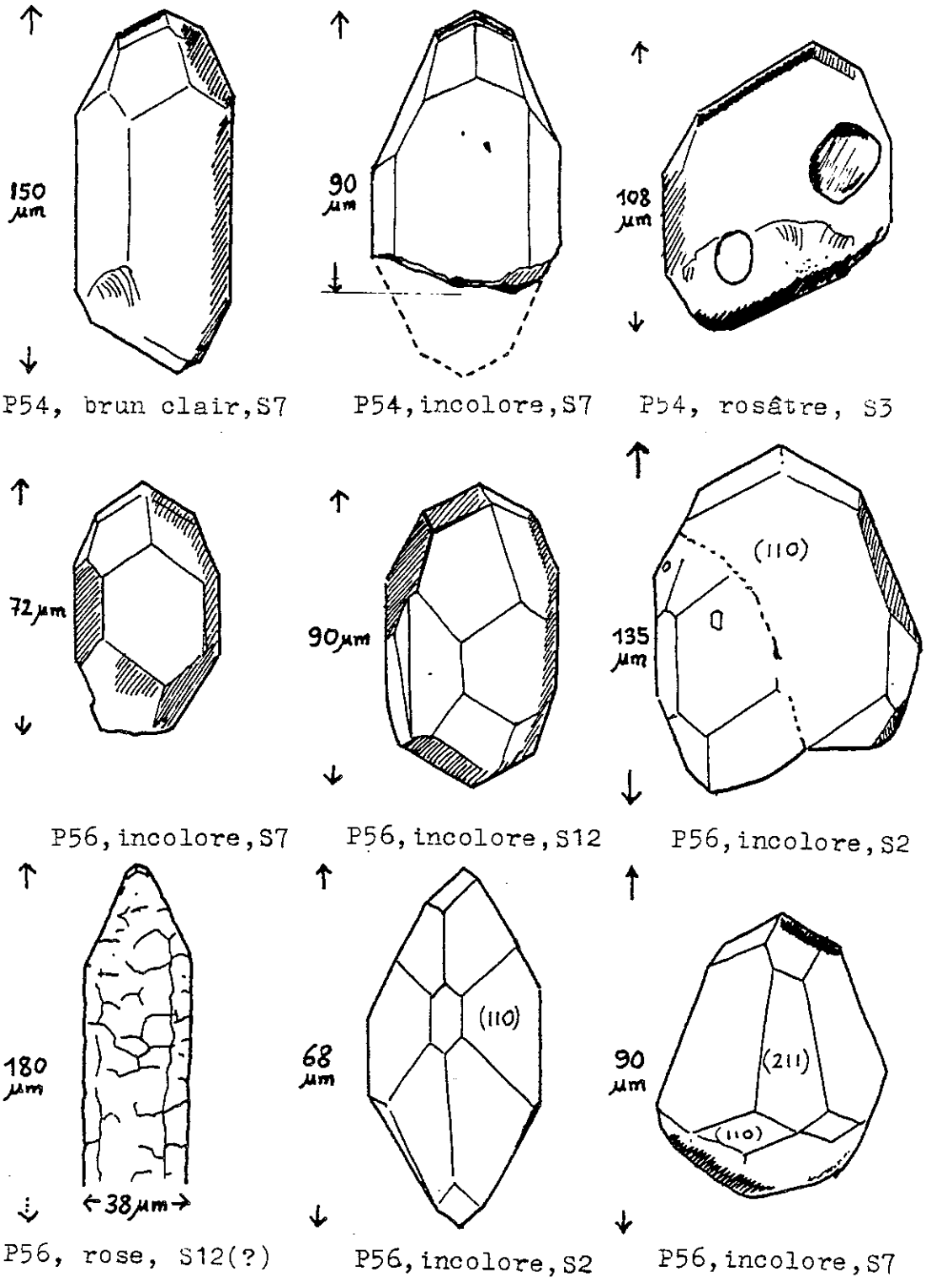
E elbaite, B buergérite, D dravite, S schorlite, FD ferridravite
● pegmatite à tourmaline

Fig.III.42 - Comparaison des paramètres de maille des tourmalines de nos galets avec ceux des tourmalines des roches filoniennes de la région d'après la littérature.

On ignore quel poids il faut donner, dans l'interprétation génétique, à la variation du chimisme - comme d'ailleurs à celle de la granulométrie des tourmalines.

Nous retenons cependant qu'aucune de ces roches ne peut être la roche mère de nos galets: celles, de BIJU-DUVAL(1975), proches par leur paramètres de maille, sont des pegmatites, tandis que la tourmalinite de LE FORT(1971) a des paramètres de maille différents, plus schorlitiques.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
27 AOUT 2003

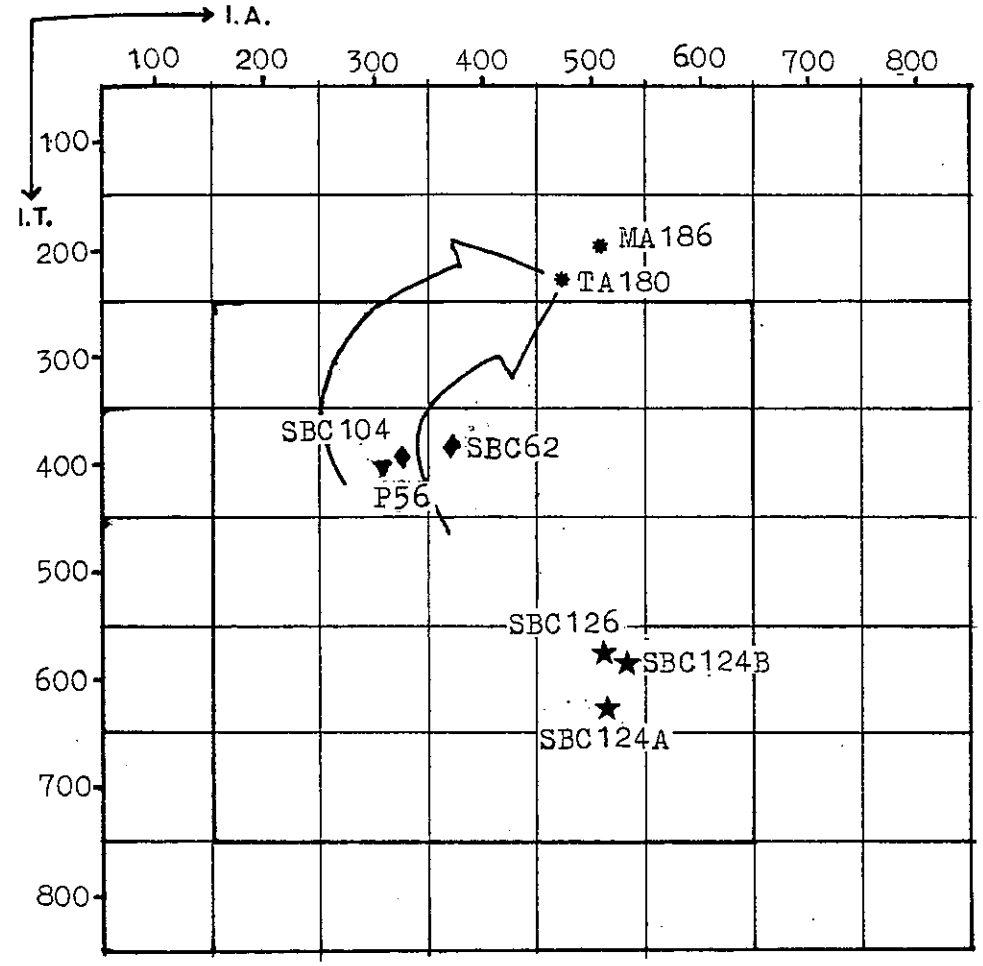


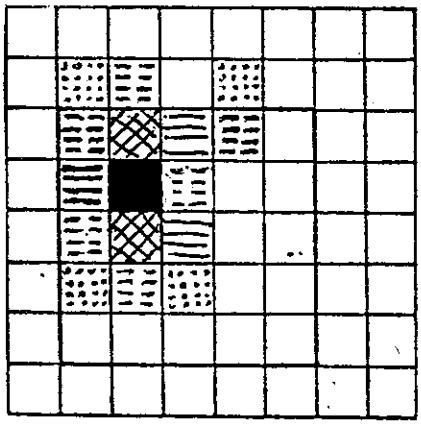
P54, brun clair, S7 — P54, incolore, S7 — P54, rosâtre, S3

P56, incolore, S7 — P56, incolore, S12 — P56, incolore, S2

P56, rose, S12(?) — P56, incolore, S2 — P56, incolore, S7

Fig.III.43 - Quelques zircons de deux échantillons de pegmatite à tourmaline associée au gneiss du Sapey. Ces zircons, aux faces (110) et (211) bien développées, sont très différents de ceux de nos galets de tourmalinite.
P54 pilier au-dessus du refuge de Péclet-Polset
P56 arête est de la Pointe des Fonds





échantillon P56, pegmatite du gneiss du Sapey, SW de la Vanoise

- >0 à <2%
- 2 à <5%
- 5 à <10%
- 10 à <20%
- ≥20%

Fig.III.44 - Typologie des zircons des pegmatites à tourmaline du gneiss du Sapey. Uniquement l'échantillon P56 a pu être utilisé, car le P54 n'a pas fourni assez de zircons.

A gauche la répartition de la population.

En haut, comparaison des points moyens de cette pegmatite avec deux échantillons du gneiss du Sapey lui-même (SBC62 et1104), deux pegmatites de PUPIN(1976) (MA186 et TA180, provenant des Maures et du Tanneron) et les trois galets de tourmalinite proprement dite du terrain d'étude (SBC124A,124B et 126).

La grande flèche représente la tendance d'évolution typologique (T.E.T.) des granites d'anatexie. Les pegmatites à tourmaline semblent bien appartenir à cette T.E.T., les zircons des galets par contre indiquent des températures plus élevées.

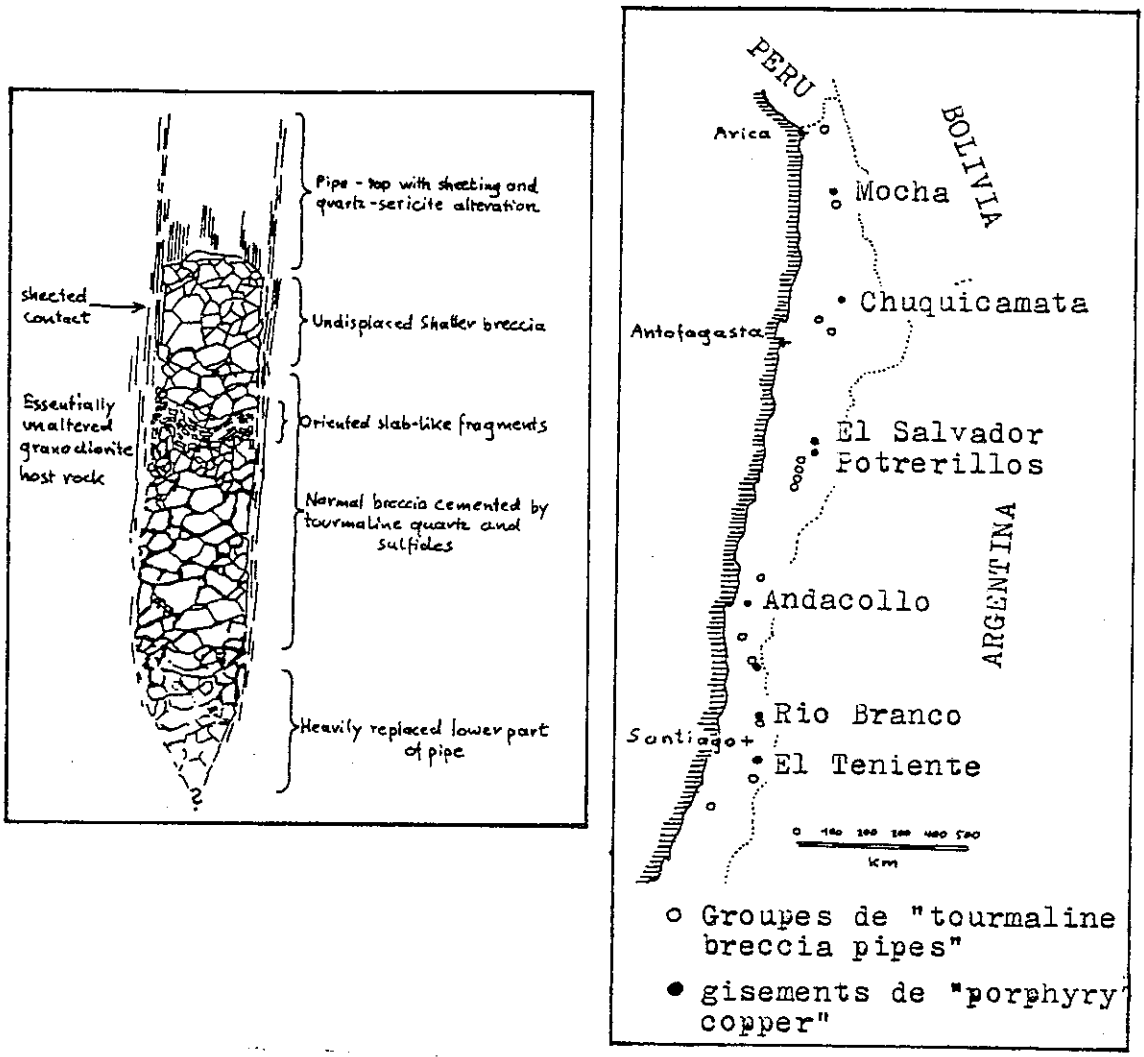


Fig.III.45 - Deux illustrations tirées de SILLITOE et al. (1971). A gauche schéma d'un "breccia-pipe" typique du Chili illustrant les faciès qui peuvent s'y rencontrer. A droite localisation de groupes de "tourmaline breccia pipes" du Chili avec les gisements "porphyry copper" les plus importants.

4.4 LE MODELE DES "TOURMALINE BRECCIA PIPES" ET LES TOURMALINISATIONS SUBVOLCANIQUES

SILLITOE et al.(1971) décrivent des "tourmaline breccia pipes" au Chili qui rapplellent nos galets par leurs structures bréchiques (fig.III.45). Ces brèches se trouvent dans le contexte du magmatisme calco-alcalin et sont en général encaissées dans des petites intrusions plus ou moins cylindriques ("stocks") de "granodiorite" ou de "quartz monzonite" de faible profondeur, typiquement entourés de formations volcaniques contemporaines. Les structures bréchiques seraient dûes à l'action corrosive de fluides qui progressent par dissolution et "overhead stoping" (BRYNER,1968) ou à des explosions hydrothermales. Au Chili, on trouve les breccia pipes dans un alignement remarquable, légèrement à l'ouest de clui,des gisements "porphyry copper".

L'exemple de l'Ilkwang Mine (Cu-W), Corée a été étudié par SO et al.(1983) et par FLETCHER(1977). Il s'agit d'un "tourmaline breccia pipe" typique encaissé dans un petit "stock" de "quartz-monzonite" (Monzogranite selon STRECKEISEN,1973) entouré de volcanites et de sédiments continentaux subcontemporains. Les tourmalines sont tantôt fines (dans le pipe) tantôt centimétriques rayonnantes (surtout dans l'encaissant).

A la Mina Turmalina (Cu-Mo), Pérou, CARLSON et al.(1980) montrent les mêmes varaitons de la granulométrie de la tourmaline. La diffractométrie d'un échantillon fourni par Roland Aumaitre indique une position intermédiaire entre schorlite, dravite et ferridravite (a=16,01, c=7,245).

Les auteurs cités indiquent, en se basant sur les inclusions fluides, des pressions d'environ 300 b (1 km de recouvrement) pour ces deux gisements. La faible profondeur de la mise en place est encore soulignée par SILLITOE et al (1975) qui montrent le caractère subvolcanique de certains gisements Ag-Sn de Bolivie (fig.III.46). Là encore les tourmalinisations sont fréquentes et affectent les roches magmatiques, les tufs et les roches volcano-détritiques associées. Notre échantillon SBC124C semble témoigner d'un tel phénomène (fig.III.35).

Dans la "quartz-latite" du "stock" de San Pablo, Japo (Bolivie), ces auteurs décrivent des remplacements de phénocristaux de feldspath par de la tourmaline, tout comme dans notre échantillon SBC253 (fig.III.36), mais aucune étude minéralogique de cette tourmaline ne semble avoir été faite.

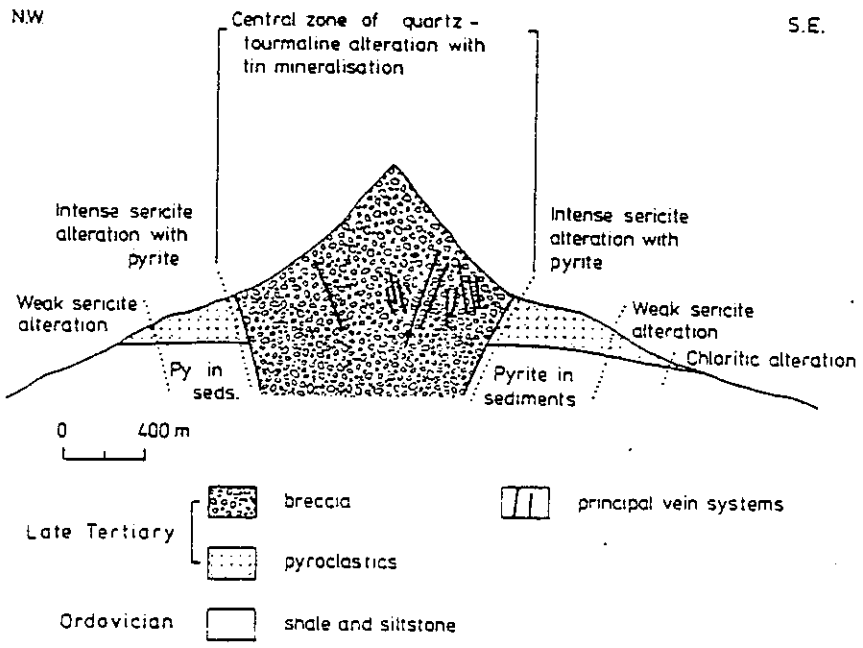


FIG. 5. A diagrammatic cross section running northwest-southeast through the Chorolque center showing the zonation of alteration-mineralization around the centrally located breccia pipe.

SILLITOE, HALLS, AND GRANT

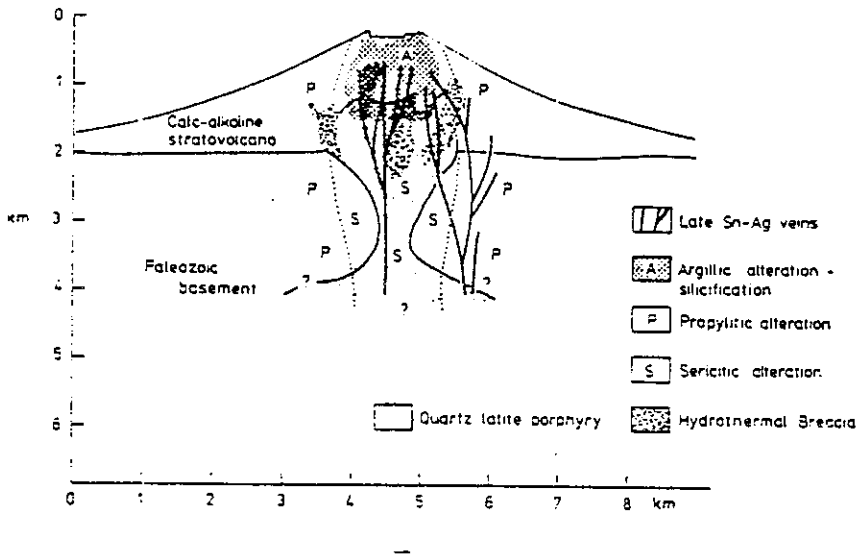


FIG. 7. An idealized reconstruction of a porphyry tin deposit, using observations from the Bolivian tin province.

Fig.III.46 - Deux illustrations tirées de SILLITOE et al. (1975) montrant les stocks subvolcaniques minéralisés en Sn-Ag du sud de la Bolivie. Certains d'eux sont fortement tourmalinisés comme celui de Chorolque (en haut). En bas, la reconstitution du stratovolcan avant érosion.

4.5 CONCLUSION SUR L'ETUDE DES TOURMALINITES

Les tourmalinites, représentées sur notre terrain exclusivement par des galets dans les sédiments permiens, sont de roches presque biminérales (quartz-tourmaline) avec 30 à 70% de tourmaline. Le grain est en général fin, aphanitique, plus rarement grenu, la structure est souvent bréchique. La taille des galets varie entre quelques mm et 15 cm. Les tourmalines sont dravitiques. En tant que minéraux accessoires on y trouve zircon, apatite, anatase et brookite. La typologie des zircons est proche de celles des tufs houillers et des galets de rhyolites du Permotrias et indique une température élevée. Les tourmalinites semblent être permiennes, car elles sont entièrement absentes dans le Houiller.

Le magmatisme permien est souvent tourmalinifère dans les Alpes franco-italiennes. La granulométrie et le chimisme de ces tourmalines sont variables: des pegmatites aux tourmalinites aphanitiques, des compositions dravitiques aux compositions schorlitiques. Les raisons et la signification de ces variations sont encore mal comprises.

La provenance des galets de tourmalinite de notre terrain n'a pas pu être établie. Les tourmalinisations associées au gneiss du Sapey peuvent être exclues en raison de leur nature pegmatitique et de leurs zircons de faible température, malgré leur caractère dravitique. Les tourmalinites du Pelvoux doivent être exclues à cause de leur composition trop schorlitique.

Les roches-mères de nos galets ne semblent plus être à l'affleurement aujourd'hui. Nous pensons qu'il s'agissait d'un complexe subvolcanique comportant des "tourmaline breccia pipes" et des disséminations et remplacements dans les roches volcaniques et volcano-détritiques analogues à ceux qui ont été décrits en Amérique et en Corée.

Ce complexe aurait pu être l'hôte de minéralisations polymétalliques disponibles au lessivage par les eaux météoriques au Permien.

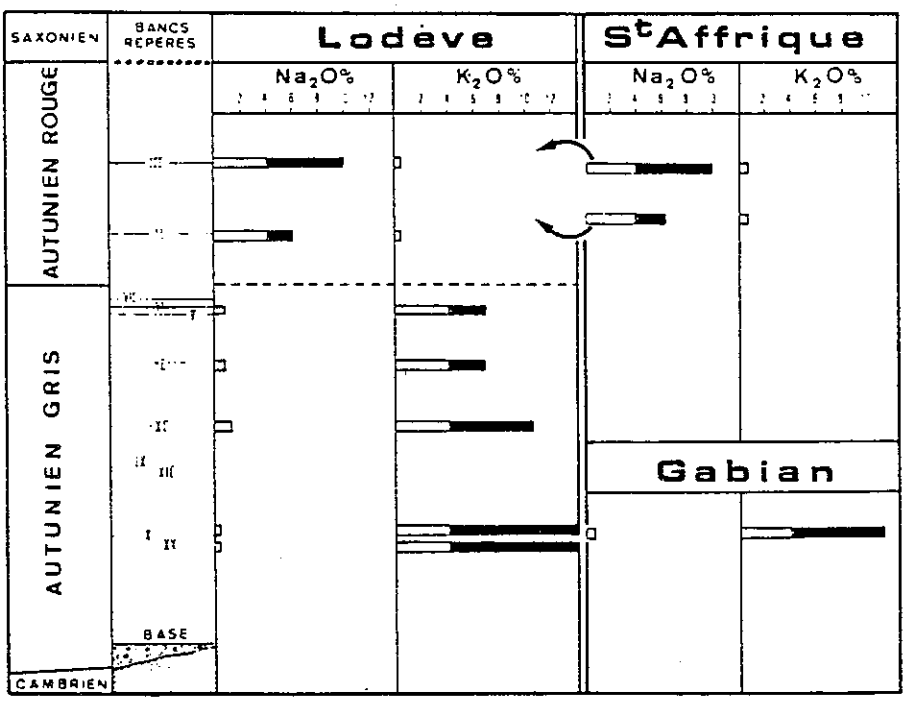


Tableau stratigraphique des caractères sodiques et potassiques des bancs repéres (Echelle 1/5 000)

Fig.III.47 - Illustration du changement du chimisme des tufs à la limite de l'Autunien gris et de l'Autunien rouge dans les bassins de Lodève, de St.Affrique et de Gabian d'après LE MERCIER, HERY et al.(1970). Les teneurs en Na2O des "albitites" de Lodève sont comparables à celles des tufs "houillers" et permiens du terrain d'étude.

5. COMPARAISON RAPIDE AVEC LE PERMIEN DE LODEVE ET DE ST.AFFRIQUE

5.1 INTRODUCTION

Ces deux bassins du sud du Massif Central français constituent un analogue non-métamorphique de notre Permien.

5.2 L'ALBITISATION DES PELITES ROUGES

Elle a été étudiée à Lodève et à St.Affrique par MAUREL(1962). D'après cet auteur, l'albitisation est générale dans l'Autunien rouge, mais n'affecte pas le Trias. Il l'interprète comme un phénomène "sédimentaire" dans un bassin fermé continental alimenté surtout par des roches magmatiques. Il constate en effet que le rapport Na/(Na+K) y est de l'ordre de celui des roches magmatiques.

L'analcime, détectée par Maurel dans un échantillon, pourrait avoir été un prédécesseur général de l'albite.

5.3 L'ALBITISATION DES TUFS

On trouve, dans le bassin de Lodève, des bancs de tufs feldspathiques intercalés entre les pélites qui servent de marqueurs stratigraphiques ("bancs-repères").

LE MERCIER, HERY et al.(1970) attirent l'attention sur la différence entre les tufs de l'Autunien gris (inférieur) et ceux de l'Autunien rouge (supérieur) (fig.III.47).:

- ceux de l'Autunien gris sont des "orthosites", roches composées surtout de feldspaths potassiques monocliniques;
- ceux de l'Autunien rouge sont des "albitites".

La coincidence du changement minéralogique avec celui du paléomilieu fait penser que l'un est causé par l'autre. En effet, les auteurs cités proposent une albitisation "sous l'action des solutions riches en chlorure de sodium apportées par les formations lagunaires"

5.4 CONCLUSION

L'existence d'albitisations générales dans le Permien non-métamorphique de ces bassins nous conduit à penser que celle de notre terrain serait également syn-sédimentaire ou diagénétique et indépendante du métamorphisme alpin. Comme dans le Massif Central, l'albitisation de notre terrain s'arrête au début du Trias. Nous retrouvons également les tufs feldspathiques transformés en véritables albitites.

L'albitisation semble être causée par des solutions riches en soude dans des bassins fermés pré-évaporitiques alimentés surtout par le volcanisme.

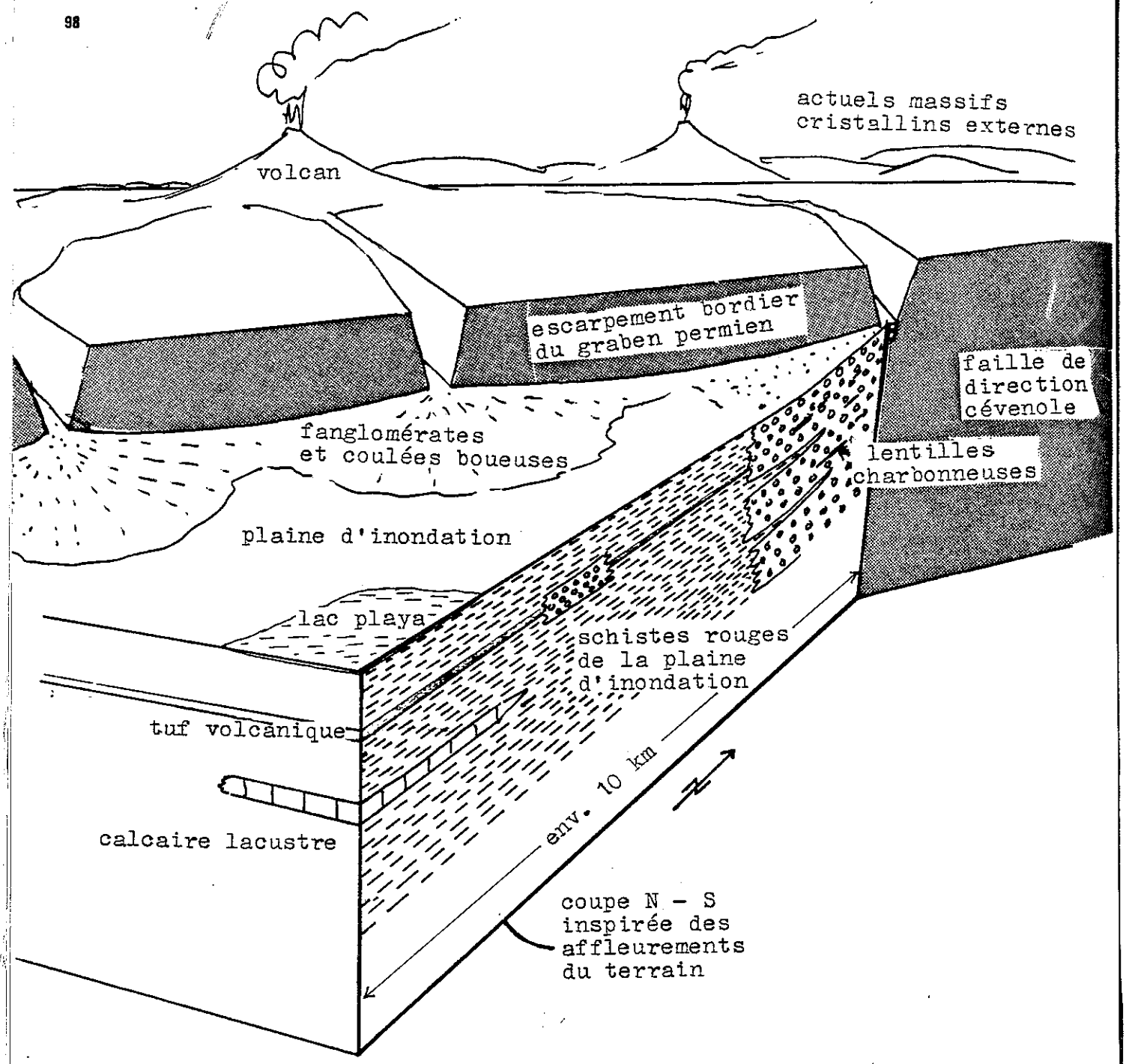


Fig.III.48 - Essai de reconstitution de l'environnement du Permien du terrain d'étude basé sur les variations de faciès dans la coupe N-S donnée par le terrain. Le cadre tectonique serait un graben de direction cévenole N50 analogue par exemple à celui de Blanzy dans le massif Central. Les grès conglomératiques du nord du terrain représenteraient des cônes appuyés contre l'escarpement de la faille bordière de la limite NW du graben. Des traces de la végétation y ont été conservées sous forme de petites lentilles charbonneuses. Les cônes passent latéralement assez brusquement à une plaine argileuse où la sédimentation lente et régulière permet l'oxydation de la matière organique et la rubéfaction du sédiment. Au centre du bassin un lac de type playa aurait déposé les calcaires.
Le matériel du Permien viendrait alors de la direction des massifs cristallins externes. Cependant le matériel d'origine volcanique semble dominer sur l'apport probablement faible de matériel du socle.

6. CONCLUSION SUR L'ETUDE DU PERMIEN

Le Permien du terrain d'étude n'a pas pu être daté ni subdivisé. Il est défini par ses schistes rouges classiques dans lesquels s'intercalent des lentilles (jusqu'à 90 m d'épaisseur) de grès conglomératiques verts et gris. L'épaisseur du Permien est difficile à estimer en raison de la tectonique intense; elle semble comprise entre 200 et 500 m.

Le Permien se distingue du Houiller:
- par ses schistes rouges épais,
- par l'absence des grands micas détritiques dans les grès,
- par la présence de galets de tourmalinites.

Il se distingue du Permotrias:
- par l'absence du ciment "ankéritique",
- par ses couleurs vives, alors que le Permotrias est en général blond ou blanchâtre.

Les grès conglomératiques permiens sont concentrés dans le nord du terrain. En revanche, on trouve dans le sud quelques bancs de calcaire peut-être éopermiens. On a là une direction de transport apparente qui nous a mené à la reconstitution très hypothétique de la fig.III.48.

Le chimisme assez magnésien des chlorites des schistes rouges et la présence, dans quelques cas, de magnésite semblent indiquer un milieu préévaporitique, bien que l'on trouve encore de petites lentilles charbonneuses dans les grès conglomératiques. Il semble s'agir de bois flotté. L'albitisation générale des feldspaths est peut-être dûe aux nappes d'eau saline.

Le magmatisme s'exprime par des bancs de tufs albitisés et tourmalinifères. Les tourmalinites que l'on trouve en galets dans les grès conglomératiques semblent produits par ce même magmatisme. Les tourmalines sont magnésiennes. L'association B-Mg, inhabituelle dans le magmatisme pourrait s'expliquer par des contaminations sélectives.

Le volcanisme semble la source la plus importante du matériel détritique. Les quartz rhyolitiques se trouvent partout dans les sédiments. L'apport du socle parait assez réduit.

En raison de la prédominance du volcanisme et de l'épaisseur finalement assez faible, notre Permien ne semble pas un bon exemple de sédimentation molassique.

050 030741 3

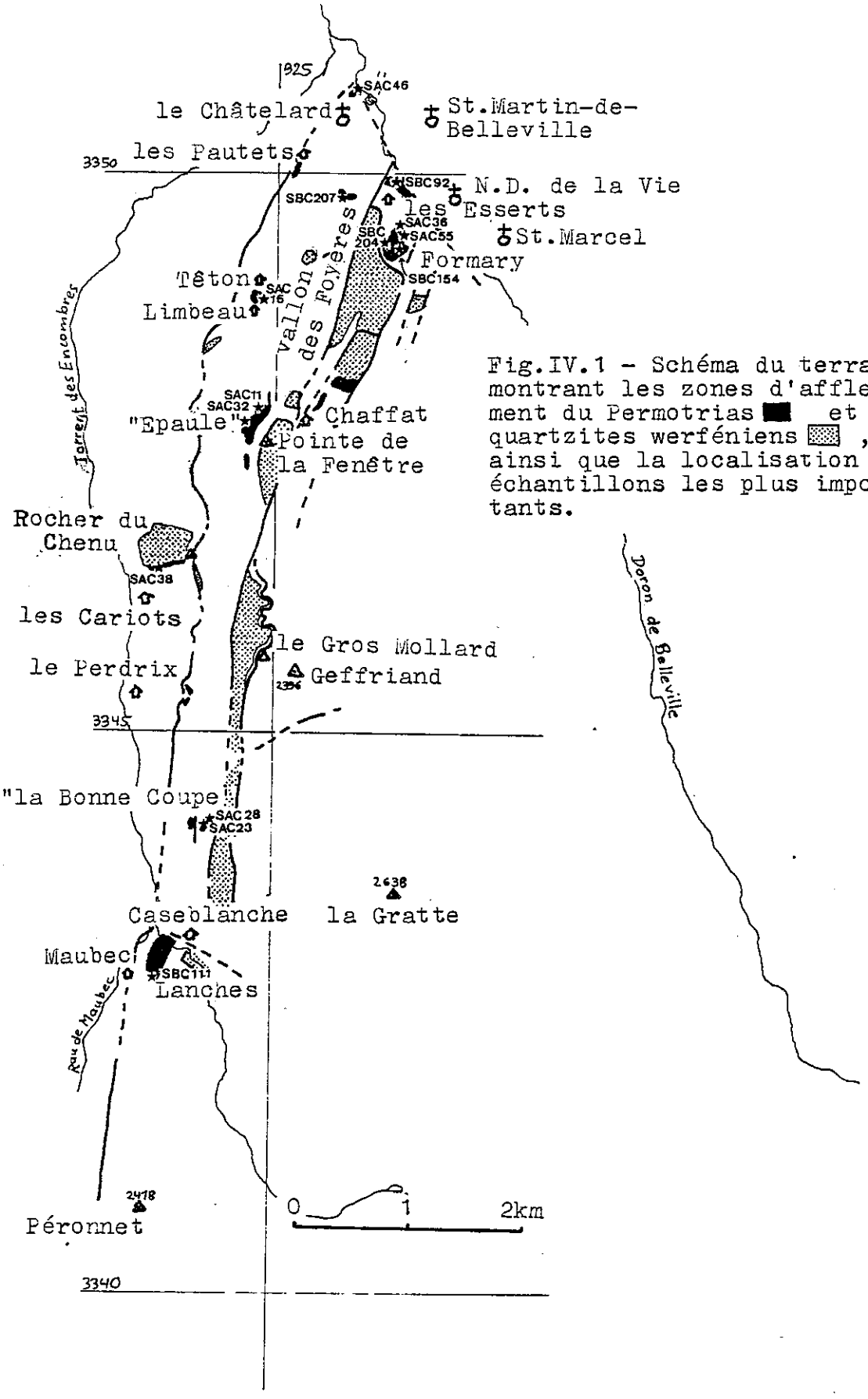


Fig.IV.1 - Schéma du terrain montrant les zones d'affleurement du Permotrias ■ et des quartzites werféniens ▨, ainsi que la localisation des échantillons les plus importants.

CHAPITRE IV

PERMOTRIAS

1. INTRODUCTION

La formation "Permotrias" s'intercale localement entre le Permien et les quartzites werféniens. Son épaisseur varie entre 0 à 60 m. Elle est caractérisée par ses conglomérats généralement clairs à galets de rhyolite et à ciment de dolomite ankéritique.

2. GISEMENTS

Les grès et conglomérats du Permotrias affleurent (fig.IV.1):
- dans une bande "Epaule" - Barre supérieure de Châtelaine;
- à la "Bonne Coupe" au-dessus de la Cabane des Roux-Volland;
- dans un certain nombre de petits affleurements très tectonisés à proximité de l'accident frontal de la zone houillère: au Doron de Belleville (925,670-3351,210) sous forme d'un petit rocher isolé associé à des schistes gris (Permotrias ou Houiller terminal?); au sud des Pautets; à la Perdrix au sud des Cariots;
- entre Caseblanche et Maubec (les Lanches) sous forme d'une épaisse lentille de conglomérat à "liparite";
- dans un affleurement isolé dans les gypses et cargneules traversés par le Ruisseau des Foyères, sous forme de grès vert carbonaté (Permotrias ou Permien?);
- dans le soubassement des quatzites werféniens de la Croix des Prisonniers, visibles le long du Doron de Belleville en amont du Pont et au Clapier de Formary;
- entre Chaffat (Col de la Fenêtre) et les quartzites du Cochet dans le flanc inverse du synclinal de St.Martin de Belleville;
- enfin, sur le côté sud du bloc-klippe du Rocher du Chenu.

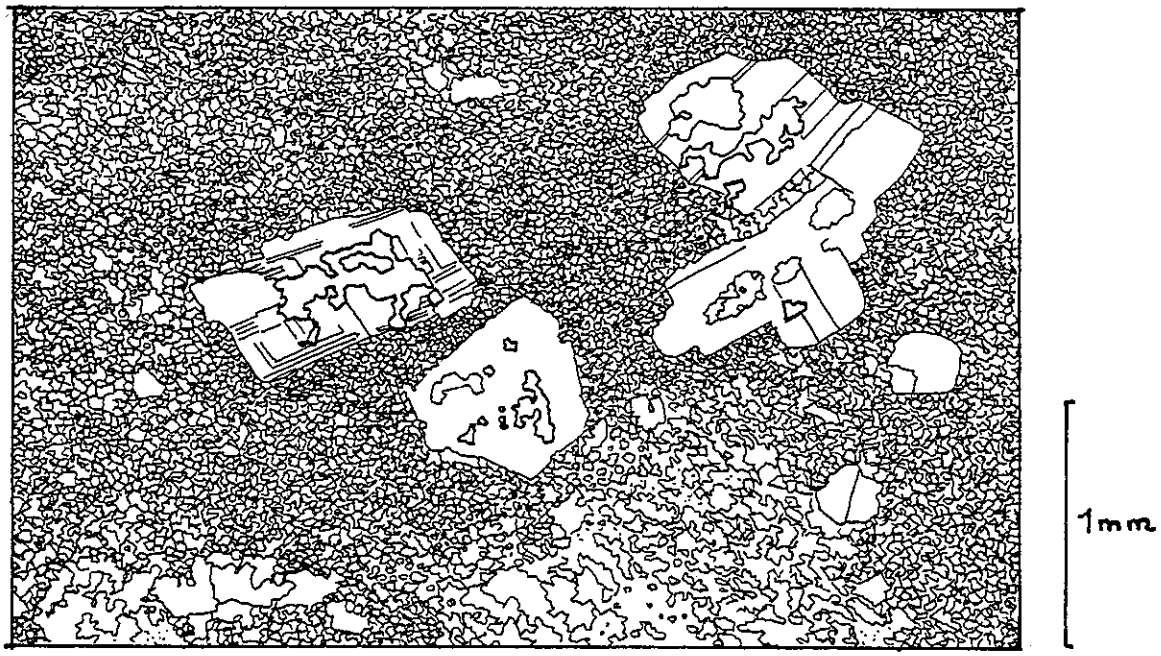


Fig. IV.2 - Galet de rhyolite dans un conglomérat clair du Permotrias, échantillon SAC32, lame mince. Des phénocristaux et agrégats glomérophyriques de plagioclases flottent dans une pâte finement cristallisée. Des carbonates (fort relief) se développent aux coeurs des plagioclases. Dans l'individu de gauche on remarque la macle complexe albite-péricline.

Fig.IV.3 - Détail d'un galet dans le conglomérat clair du Permotrias, échantillon SAC56, lame mince. Des microphénocristaux de quartz, microcline et plagioclase flottent dans un fond symplectique de quartz et de feldspath alcalin.

3. PRESENTATION DES GRES ET CONGLOMERATS DU PERMOTRIAS

3.1 LES GRES ET CONGLOMERATS CLAIRS

Le faciès le plus typique du Permotrias est un conglomérat beige clair à quartz rose et galets de quartz et de rhyolite cimenté par de la dolomite ankéritique, plus rarement par des phyllosilicates. C'est le "faciès de la Loze" de FABRE(1961).

Dans ce conglomérat, on trouve localement de la pyrite en grains parfois de plusieurs millimètres, plus rarement aussi de la chalcopyrite qui se signale par les taches de malachite (924,960-3347,00 au nord de l'Epaule). Sous les Esserts (926,137-3349,340) nous avons trouvé des galets de calcaire d'origine inconnue.

Au microscope, les galets de rhyolite (fig.IV.2) montrent un fond finement cristallin quartzo-feldspathique qui entoure des phénocristaux et des agrégats glomérophyriques de plagioclase albitisé mais montrant encore les macles complexes originelles. Rarement on y observe des phénocristaux d'albite en échiquier. Une analyse sur un tel galet (échant. SAC55, tabl.IV.1) confirme la nature rhyolitique, mais dans le détail le chimisme reflète les altérations: l'albitisation et la mobilité du Mg.

Parfois on trouve, dans le conglomérat clair, des galets volcaniques à mesostase noire qui caractérisent les grès noirs sus-jacentes (cf.infra). Des phénocristaux de quartz rhyolitiques se trouvent dans les rhyolites mais aussi isolés (cf.tabl.III.2).

Dans une lame mince de Formary (échant. SAC56), nous avons trouvé un petit élément (fig.IV.3), intéressant par la structure de sa mésostase et par la nature de ses phénocristaux. Le fond occupe environ 50% de la surface. Il consiste en un assemblage symplectique vermiculé et lobé (granophyrique ou micropegmatitique) de quartz et de feldspath alcalin qui semble en partie potassique et en partie albitique. Dans ce fond flottent des phénocristaux de quartz bipyramidé, de plagioclase maclé automorphe et surtout de microcline, moiré ou perthitique selon les sections. On retrouve la structure symplectique dans plusieurs galets de rhyolite. Le microcline apparaît dans la plupart des lames minces en grains isolés, tantôt moiré, tantôt perthitique. Parfois on trouve encore des restes de symplectite aux bords de ces cristaux (fig.IV.4).

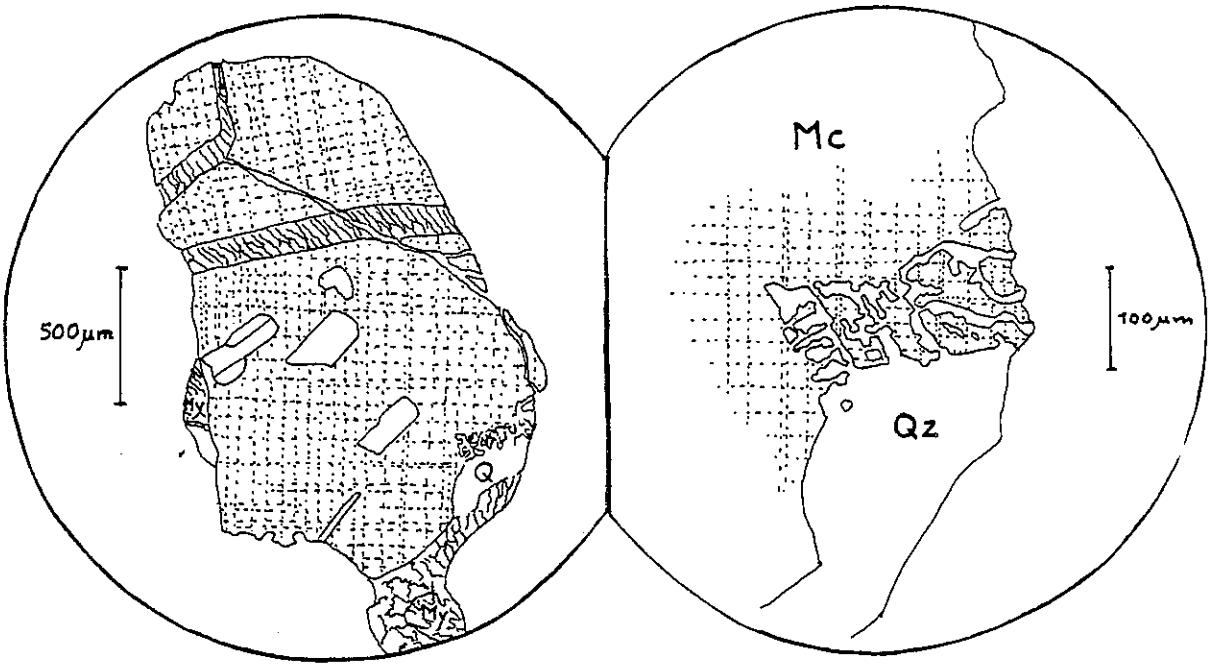


Fig. IV.4 - Grain de microcline dans le Permotrias noir, échantillon SBC92, lame mince. A gauche vue d'ensemble; à droite détail de l'assemblage symplectique vermiculé quartz-microcline. Le microcline renferme plusieurs inclusions de plagioclase.

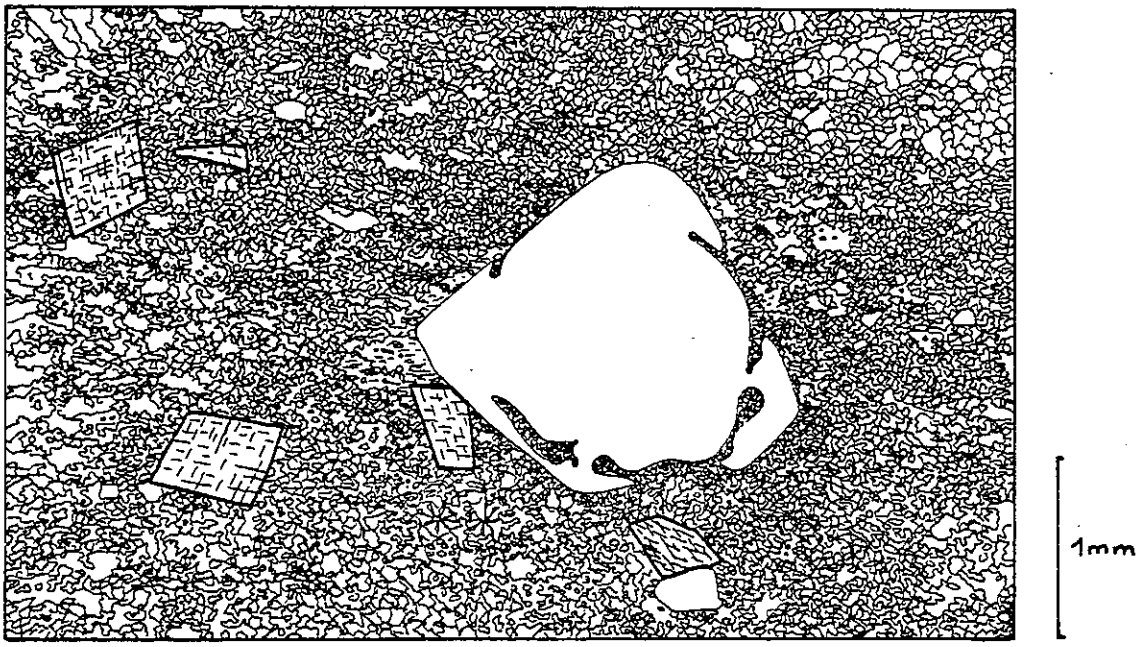


Fig.IV.5 - Détail d'un galet de rhyolite rouge ("liparite") dans le conglomérat à "liparite" des Lanches, échantillon SBC111, lame mince. Un phénocristal de quartz et des blastes de carbonate flottent dans une mésostase qui, à plus fort grossissement, montre une structure symplectique.

L'apparition des feldspaths potassiques marque une différence par rapport au Permien. Les microclines moirés n'ont été rencontrés pratiquement que dans le Permotrias. Dans le Werfénien, les feldspaths sont en général des orthoses. J'ai été surpris de voir des microclines dans un fond symplectique, car celui-ci est souvent interprété (BARD,1980) comme témoin d'un refroidissement rapide. L'orientation des macles de la péricline par rapport au clivage exclut l'anorthose.

Nous avons renoncé à faire des granulométries sur le faciès clair qui est, en général, trop conglomératique pour des comptages en lame mince. La diffractométrie RX semi-quantitative sur 18 échantillons donne les pourcentages moyens suivants (entre parenthèses l'écart-type):

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
72(13)	9(4)	tr.	7(4)	2(5)	10(13)	tr.

3.2 CONGLOMERAT A "LIPARITE"

Aux Lanches, au sud de Caseblanche, on trouve des conglomérats qui se distinguent des précédents par la rareté du ciment carbonaté et par leurs galets de rhyolite très rouge (fig.IV.5) appelée "liparite" par les auteurs. Leur fond montre soit une structure microgrenue, soit des "snow-flakes", soit les assemblages symplectiques décrits ci-dessus. On y trouve aussi quelques phénocristaux d'albite en échiquier (fig.IV.6).

Dans la partie nord du terrain, on trouve, entre le Limbeau et le Têton, des conglomérats riches en quartz rhyolitique (fig.IV.7) à petits éléments rouges aplatis que nous avions d'abord pris pour des fragments de schiste rouge silicifié. En lame mince (fig.IV.8), on y observe des phénocristaux de quartz dans une pâte siliceuse rouge fortement orientée. Il semble donc s'agir d'éléments de rhyolite à structure fluidale ou d'une ignimbrite recristallisée (structure eutaxitique).

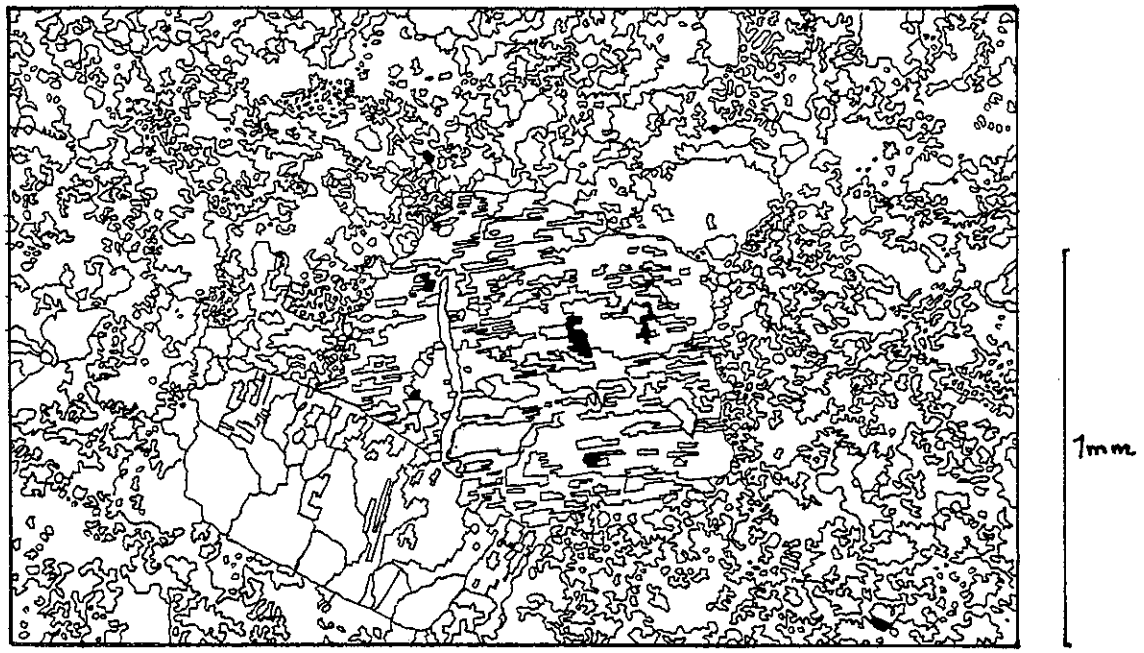


Fig.IV.6 - Ancien microphénocristal de feldspath potassique remplacé par de l'albite en échiquier. Galet de rhyolite rouge ("liparite"), échantillon SBC111, Lanches, lame mince. La pâte est en grande partie constituée par des symplectites de quartz et d'albite.

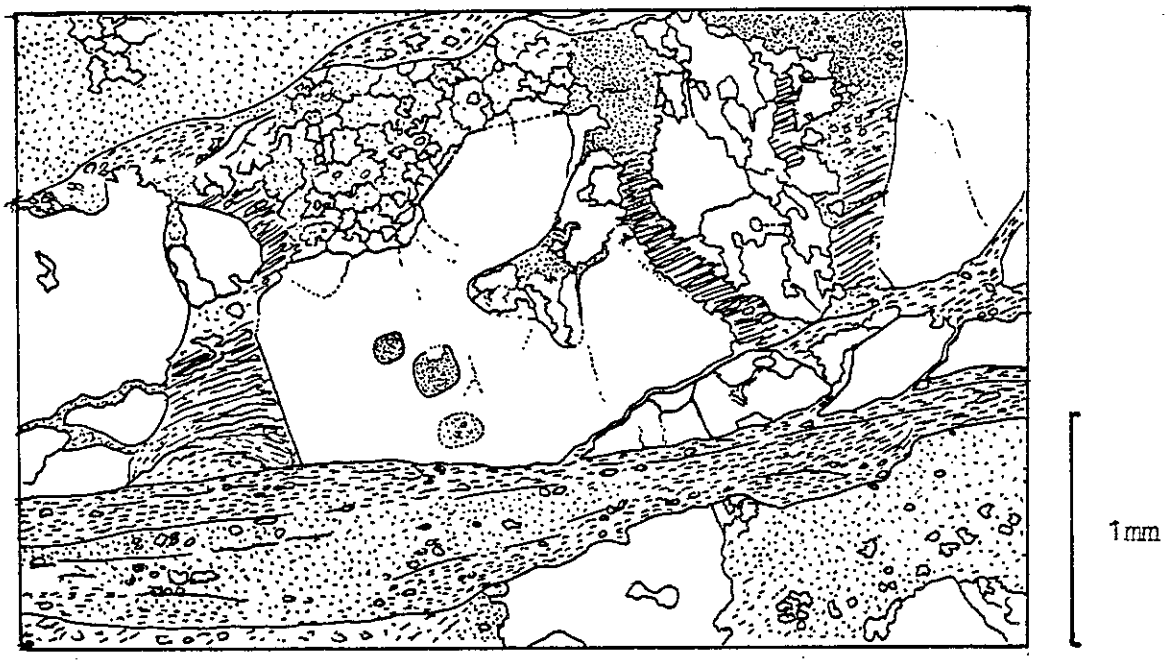


Fig.IV.7 - Quartz rhyolitique dans un conglomérat clair à éléments rouges entre le Limbeau et le Têton, échantillon SAC16, lame mince.

3.3 LES GRES NOIRS DU PERMOTRIAS

Dans les parties hautes du versant qui descend des Esserts au Doron de Belleville et sous les quartzites (contact anormal) dans le "Petit Cirque de Formary", on trouve des grès noirs rarement conglomératiques. Ces roches se trouvent en contact normal, mais assez franc, avec les conglomérats clairs sous-jacents.

On retrouve de petits affleurements de ce faciès au sommet de la Barre supérieure de Châtelaine", notamment au point 924,760-3547,440 où ce faciès repose directement sur un conglomérat grès permien en l'absence du Permotrias clair. On retrouve les grès noirs du Permotrias également à la "Bonne Coupe", rive droite du ruisseau, altitude 1975. A cet endroit, le conglomérat clair est surmonté par une brèche à éléments de grès noir dans un ciment dolomitique. Cette brèche passe vers le haut à un grès noir homogène. L'exiguité de l'affleurement ne permet pas de dire si la brèche est d'origine sédimentaire ou tectonique (alpine).

Le ciment carbonaté caractéristique du Permotrias clair manque en général dans les grès noirs. Par contre, la pyrite y est abondante, ce qui se manifeste parfois par des cristaux de gypse sous les surplombs des rochers, par exemple dans le versant sous les Esserts. La matière organique y semble exceptionnelle et n'a été trouvée qu'à un endroit de Formary. Des teneurs en carbone organique de 0,74 et de 0,24% ont été mesurées sur deux échantillons de cet endroit au Laboratoire Central de la CFP par la la méthode IFP-Diener.

A cette exception près, les grès noirs sont des roches siliceuses, pauvres en phyllosilicates et sans matière organique.

La diffractométrie RX semi-quantitative sur 7 échantillons fournit les pourcentages moyens suivants (entre parenthèses l'écart-type):

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
84(6)	8(4)	1(3)	6(4)	tr.	0	0

Deux analyses chimiques montrent également les teneurs élevées en quartz de ce faciès (tabl.IV.1). Deux granulométries en lame mince sur des échantillons de Formary (fig.IV.9) montrent, comme dans le Permien, un mauvais classement et une forte teneur en matrice.

Au microscope, on observe des éléments de quartz polycristallin et des éléments de roches volcaniques à phénocristaux de quartz et de plagioclase qui est parfois une albite en écniquier. Les phénocristaux de feldspath potassique sont rares (fig.IV.10). Les phénocristaux de quartz sont prédominants sur ceux des feldspaths.

Le colorant noir se trouve dans la matrice quartzo-phylliteuse, mais il teinte aussi la mésostase de la plupart des éléments volcaniques. Certains galets noirs finement cristallins montrent en lumière "naturelle" une organisation en bandes marquées par le colorant (fig.IV.11). Il pourrait s'agir d'anciennes structures eutaxitiques d'ignimbrites. Le meilleur exemple a été trouvé dans un galet de la base des quartzites werféniens montrant ainsi un certain remaniement du Permotrias. Les grès noirs contiennent parfois des microclines analogues à ceux trouvés dans le Permotrias clair.

De tels grès noirs permotriasiques ne semblent nulle part mentionnés par les auteurs. Ils sont attribués à cette formation en raison du contact originel et de l'association fréquente avec les conglomérats clairs et à cause de la présence de feldspaths potassiques. Les grès noirs de Cudrey-Esserts-Formary ont déjà été cartographiés en Trias inférieur par BARBIER(1948) qui, sur sa carte au 1:50 000, semble avoir inclus le Permotrias dans les quartzites werféniens. D'après leur position (polarité tectonique) à Cudrey-Esserts-Formary, à la barre supérieure de Châtelaine, comme à la "Bonne Coupe", les grès noirs seraient stratigraphiquement au-dessus des conglomérats clairs.

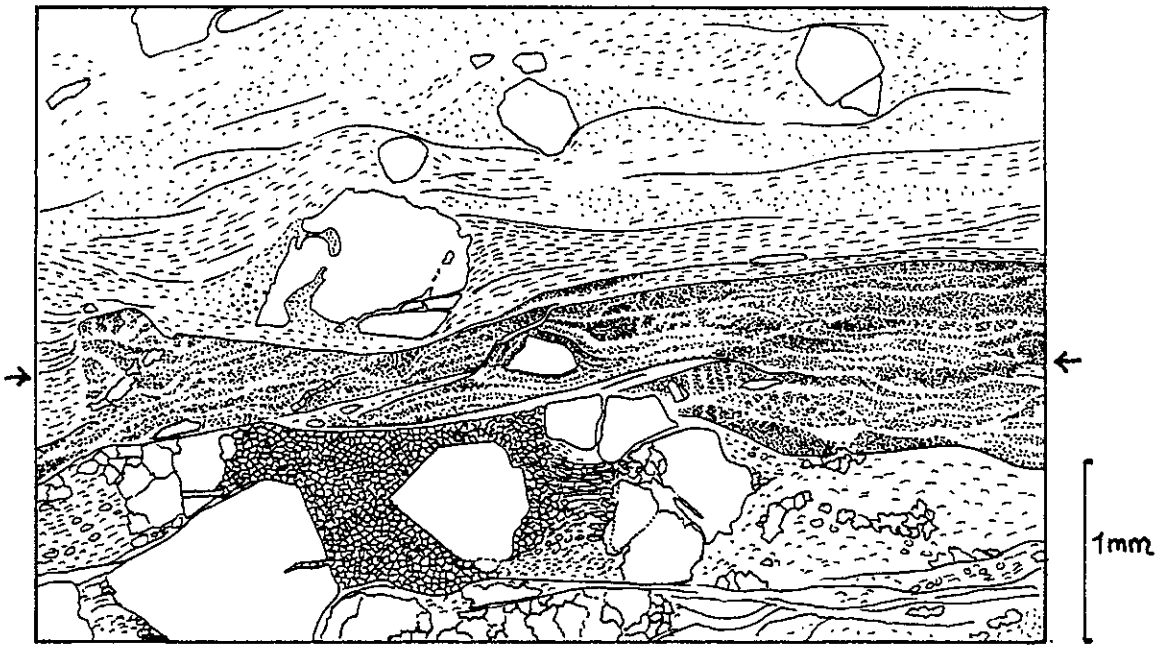


Fig.IV.8 - Elément rouge (ponctué, flèches) dans le conglomérat à "liparite", échantillon SBC128, Limbeau, lame mince. L'élément contient un cristal de quartz automorphe. La structure fortement orientée est soulignée par la coloration. Il pourrait s'agir d'une texture fluidale de rhyolite ou de texture eutaxitique d'ignimbrite recristallisée, cf. aussi la fig.IV.11.

	SAC55	SBC92	SBC154	rhyolite moyenne
SiO2	77,68	86,80	89,75	72,76
Al2O3	11,89	7,04	4,98	13,26
Fe2O3tot	0,62	0,65	1,10	2,71
MnO	0,01	–	0,01	0,06
MgO	0,98	0,62	0,33	0,39
CaO	0,22	–	0,00	1,14
Na2O	6,07	0,44	0,26	3,55
K2O	0,32	2,25	1,33	4,30
TiO2	0,24	0,10	0,06	0,28
P2O5	0,21	0,04	0,04	0,07
P.F.	0,67	1,06	1,15	1,49
total	98,91	99,00	99,01	100,01
FeOtot/MgO	0,24	0,94	3,00	6,26

Tabl.IV.1 - Trois analyses des éléments majeurs du Permotrias:
- SAC55: galet de rhyolite du conglomérat clair, Formary,
- SBC92: grès noir, ravin au-dessus du pont du Doron,
- SBC154: grès noir, Formary.

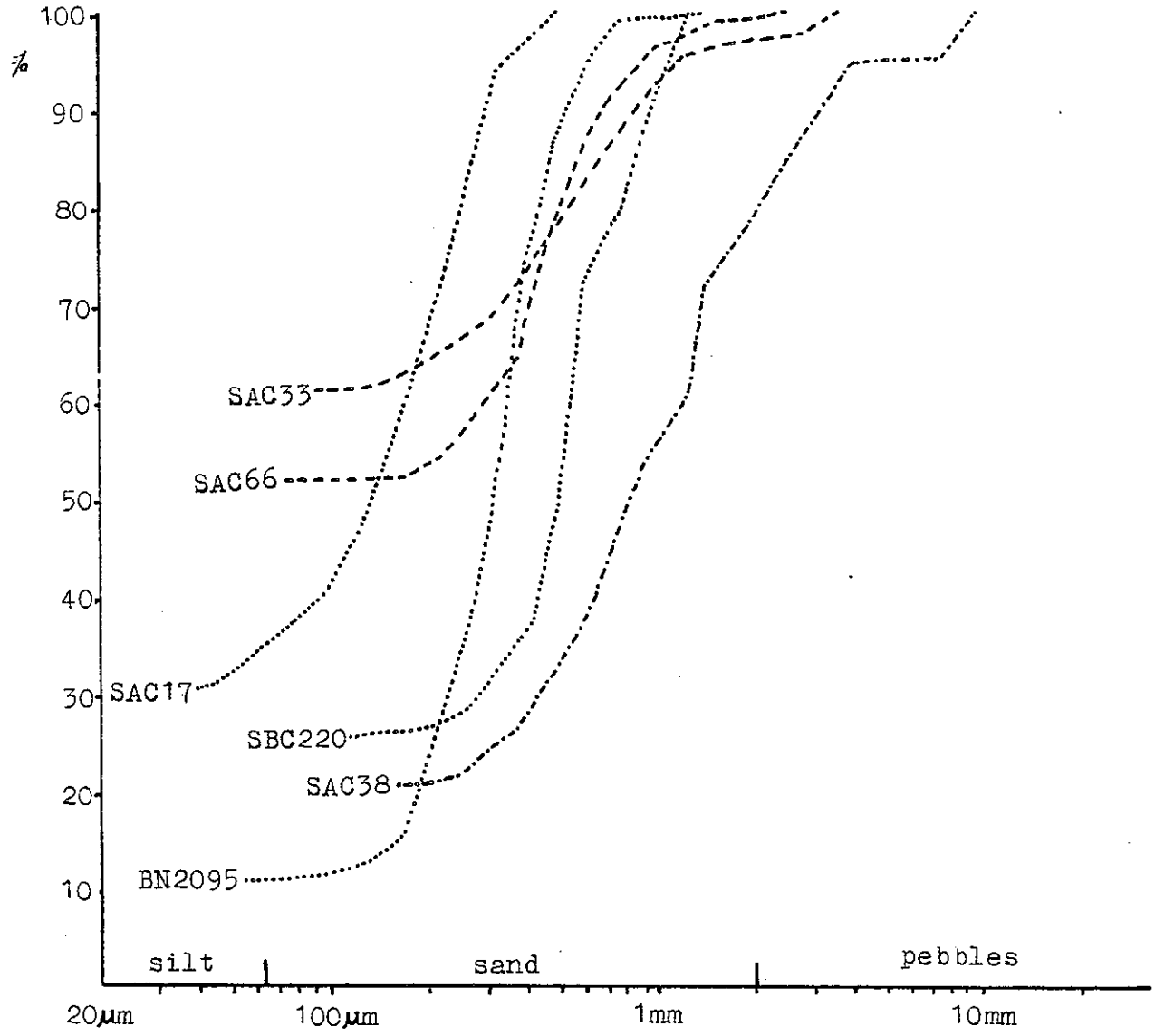


Fig.IV.9 - Courbes granulométriques (par comptage en lame mince) de quelques roches gréseuses du Permotrias et des quartzites werféniens. Ces deux formations se distinguent bien l'une de l'autre.
- les grès noirs du Permotrias (SAC33 et 66) et le Verrucano (SAC38) montrent un mauvais classement,
- les quartzites werféniens (SAC17, SBC220, BN2095) sont bien classés.

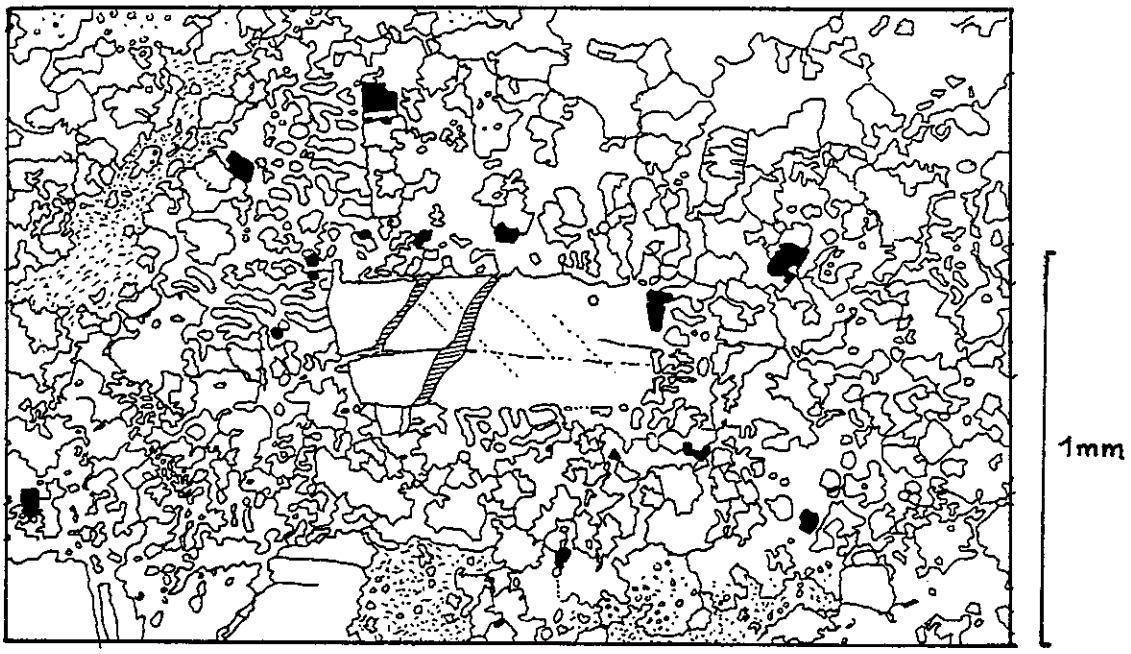


Fig. IV.10 - Microphénocristal de feldspath potassique dans un galet probablement volcanique du Permotrias noir, échantillon SAC51, lame mince. La mésostase montre par endroit une structure symplectique.

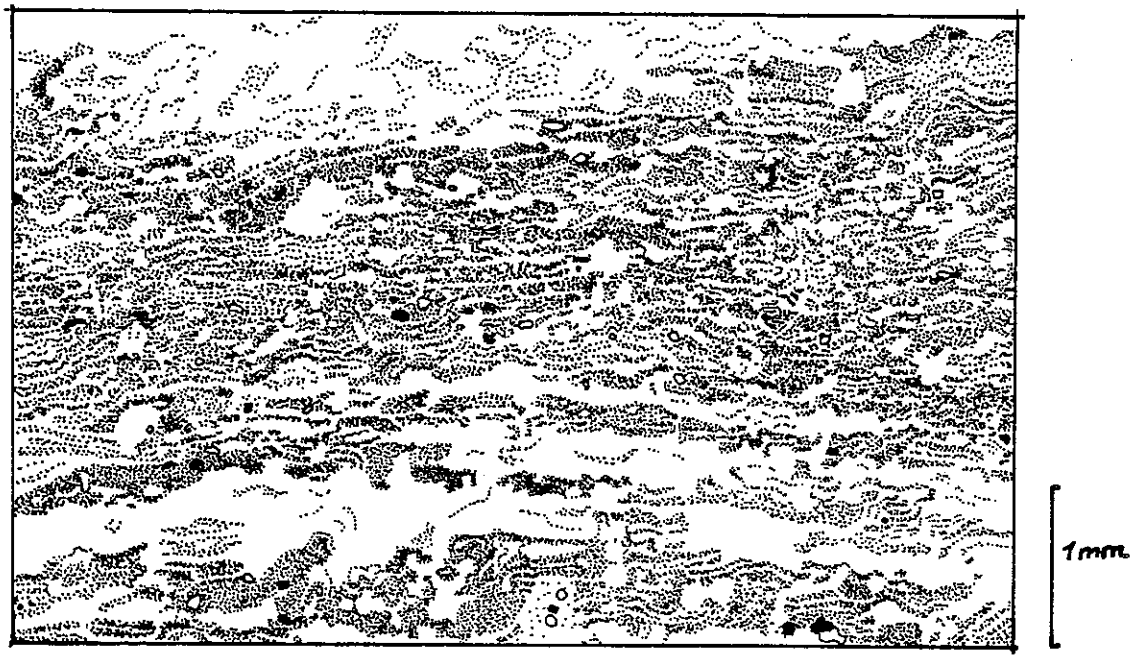


Fig.IV.11 - Détail de la structure, en lumière "naturelle", d'un galet sombre de la base des quartzites werféniens qui doit provenir du remaniement du Permotrias noir. Il semble s'agir d'une ignimbrite recristallisée.

3.4 LE "VERRUCANO" DU ROCHER DE CHENU

Le Rocher du Chenu est un bloc-klippe (BARBIER,1948) de quartzites werféniens isolé dans les gypses de la "zone des gypses du Pas du Roc". Le flanc sud de ce rocher montre la base stratigraphique où les quartzites passent vers le bas à un conglomérat clair à quartz roses du faciès qui est connu au sud de l'Arc, dans le Briançonnais, sous le nom de "Verrucano".

Au microscope, on y observe de nombreux éléments de rhyolite et des feldspaths potassiques (microclines moirés et orthoses) qui prédominent sur les plagioclases. Un diffractogramme RX semi-quantitatif donne la composition minéralogique suivante (échantillon SAC38):

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
76	2	0	2	20	0	0

Un comptage de points sur le même échantillon donne:

roche volcanique	26,5
quartz monocristallin	21,7
quartz polycristallin	13,0
feldspath potassique	10,5
éléments de feldspath plus quartz	2,0
quartz rhyolitique	1,9
plagioclase	1,6
éléments non déterminés	1,5
matrice	21,3

4. L'INTERCALATION SCHISTEUSE ENTRE TRIAS ET PERMOTRIAS

Le Rocher du Chenu, bloc-klippe venu probablement de zones légèrement plus internes, est le seul exemple, sur notre terrain, d'un Permotrias gréseux en contact originel directement avec les quartzites werféniens. Un contact originel d'une autre nature parait observable entre le Cochet et Chaffat dans le flanc inverse du synclinal de St.Martin de Belleville, où quelques mètres de schistes rouges s'intercalent entre le Permotrias et le Trias. Aucun critère ne parait distinguer ces schistes de ceux du Permien. Cette intercalation a en général servi de niveau de décollement et nous ne connaissons pas d'autres exemples où le contact ait été préservé.

5. LES MINERAUX LOURDS DU PERMOTRIAS

5.1 COMPOSITION MODALE

Les minéraux lourds du Permotrias (tabl.IV.2) se distinguent de ceux du Permien surtout par la quasi-absence des tourmalines et des teneurs plus faibles en rutiles. L'abondance de rutiles dans le SAC36 est causé par un seul individu d'assez grande taille qui a éclaté au broyage. Les hornblendes vertes occasionelles semblent devoir être attribuées au socle. Le ciment carbonaté du Permotrias a probablement déterminé des conditions plus favorables à la conservation des hornblendes et des grenats.

5.2 TYPOLOGIE DES ZIRCONS

Par rapport au Permien, les populations des zircons du Permotrias (fig.IV.12) montrent des fréquences légèrement plus élevés des types G, S4, S5, S9, S10, S15 et P, en haut et à droite dans le diagramme typologique. Ceci provoque un léger décalage des points moyens (fig.IV.13). Le type G forme un point de convergence des tendances d'évolution typologiques (T.E.T.), mais les types P peuvent être attribués au volcanisme, comme on peut le voir dans les populations des deux rhyolites probablement permotriasiques qui ont été étudiées (fig.IV.14).

A côté des zircons volcaniques à fort I.T. (par exemple le SAC32), on semble avoir, dans le Permotrias comme déjà dans le Permien, des zircons volcaniques à I.T. moyens ou faible. Les I.A. cependant paraissent un peu plus forts dans le Permotrias et ce volcanisme semble alors se situer sur la T.E.T. habituelle des roches calco-alcalines.

L'échantillon de "Verrucano" du Rocher du Chenu tombe, sur le diagramme des points moyens dans le domaine des zircons "sialiques". Celui-ci semble représenter l'apport du socle dans les sédiments houillers. Cependant l'abondance d'éléments volcaniques dans cette roche m'avait fait penser, dans un premier temps, à un volcanisme acide anatectique. Cependant J.-P.Pupin qui a bien voulu examiner cet échantillon, pense que la roche volcanique en question doit être très pauvre en zircons et que la majorité des zircons observés vient d'un socle anatectique. Ceci semble se confirmer, car si on cherche bien on découvre de rares et très petits zircons à fort I.T. dans cette population (fig.IV.15).

Le gneiss du Sapey est, d'après ELLENBERGER(1958), recouvert en discordance et remanié par le Permotrias au torrent de St.Bernard près de Modane. Les zircons du gneiss du Sapey sont du type "sialique" (fig.IV.16). Rien n'empêche de penser alors qu'il y ait des zircons de cette provenance dans notre Permotrias.

échant.	nature	zircon	rutile	tourm.	n	autres
SAC11	conglom. clair	94%	4%	2%	119	barytine
SAC32	"	93%	7%	0	233	anatase
SAC36	"	69%	31%	0	312	-
SAC46	"	99%	1%	0	234	anatase
SAC16	à lipar.	A	PA	R	-	barytine
SBC207	cgl.vert	95%	5%	0	221	hornbl. verte, grenat
SAC23	grès noir	97%	1%	2%	132	hornbl. verte
SAC28	"	A	R	R	-	-
SBC92	"	98%	2%	0	219	épidotes
SBC204	"	97%	3%	0	191	hornbl. verte
SBC48	rhyolite Ponsonn.	100%	0	0	140	-
SBC208	rhyolite Preit, Ital	100%	0	0	247	anatase, biotite

TA env. 90 à100%
A " 60 à 90%
M " 30 à 60%
PA " 10 à 30%
R " 1 à 10%
d moins que 1%
(d'après PARFENOFF 1970)

n= nombre des grains comptés

Tabl.IV.2 - Minéraux lourds transparents des grès et conglomérats du Permotrias, fraction D>2,9, non-phylliteuse, après attaque à HNO_3 et HCl et à l'exclusion de la barytine et de l'anatase, probablement authigènes. Hornblendes, épidotes et grenats sont toujours restés en-dessous d'un pour cent.
Deux rhyolites du Permien s.l., celle de la Ponsonnière (Valloire) et une rhyolite de Preit (Italie, Piémont, Cuneo) sont données pour comparaison.

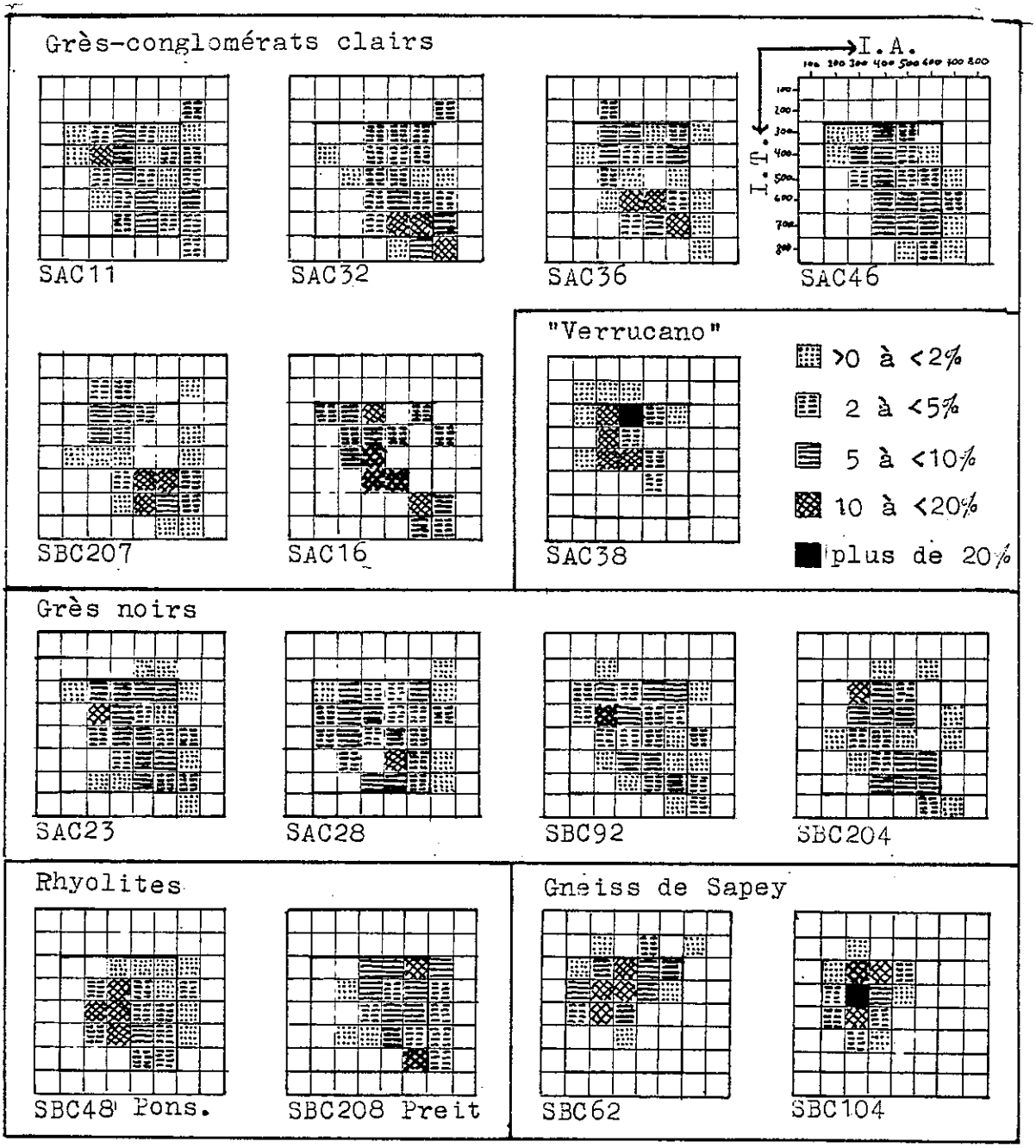


Fig.IV.12 - Les populations des zircons des grès conglomératiques clairs et des grès noirs du Permotrias et du "verrucano" du Rocher du Chenu, ainsi que celles de deux rhyolites (Ponsonnière, Savoie et Preit, Italie) et deux échantillons du gneiss du Sapey dans le diagramme typologique, 100 zircons déterminés.

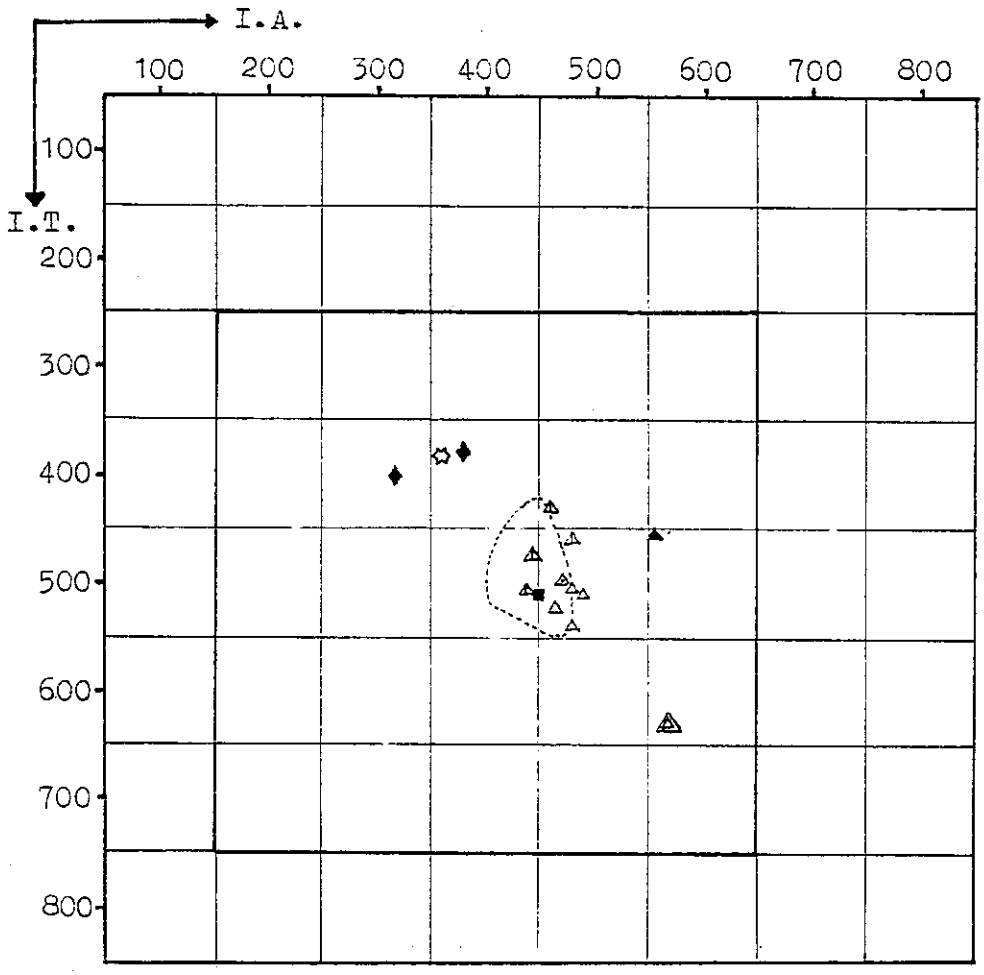


Fig. IV.13 - Les points moyens des populations des zircons du Permotrias: conglomérats clairs △, variante à "liparite" ◬ et grès noirs ⚠ dans le diagramme de PUPIN(1972), comparés avec l'enveloppe des sédiments permiens [ ] et deux rhyolites permotriasiques, celle de la Ponsonnière ■ et une rhyolite de Preit, Italie ▲, ainsi que deux échantillons du gneiss de Sapey ♦. Le SAC32 ◬ semble être un représentant pratiquement pur de la composante volcanique du Permotrias. Le point correspondant au "Verrucano" du Rocher du Chenu ☆ tombe dans le domaine des zircons "sialiques" qui est celui du gneiss de Sapey, mais aussi celui des quartzites werféniens.

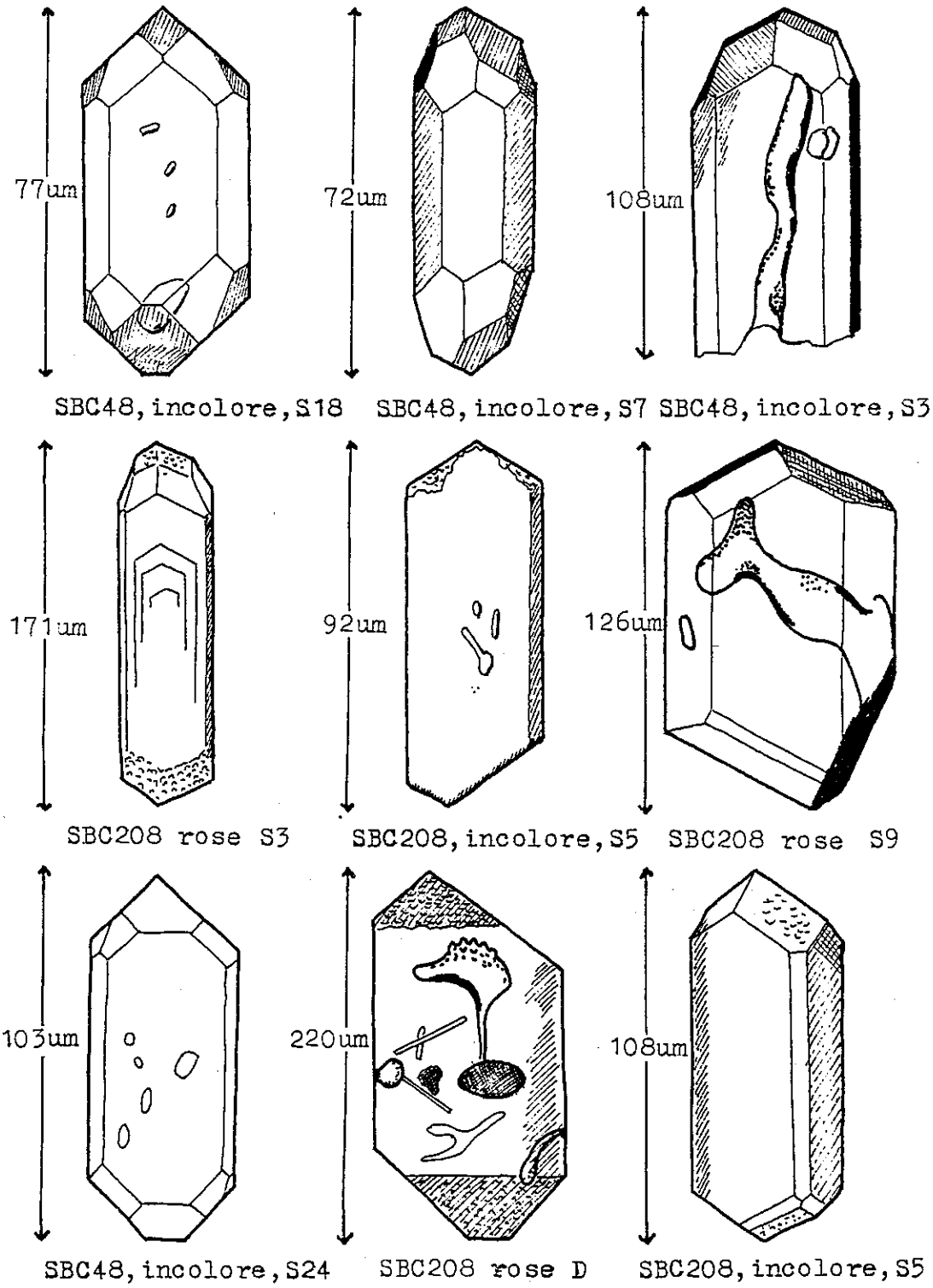


Fig.IV.14 - Zircons de deux rhyolites réputées permotriasiques:
- SBC48, rhyolite de la Ponsonnière, Valloire, Savoie,
- SBC208, une rhyolite de Preit, Italie, province de Cuneo, échantillon fourni par R.Aumaitre.

On remarque les profondes lacunes de croissance "tubulaires" ou en "canalicules", typiques des zircons volcaniques. Les zircons du SBC208 présentent sur leurs faces pyramidales des corrosions magmatiques (?) que l'on observe dans un cas (centre en bas) aussi dans une lacune de croissance.

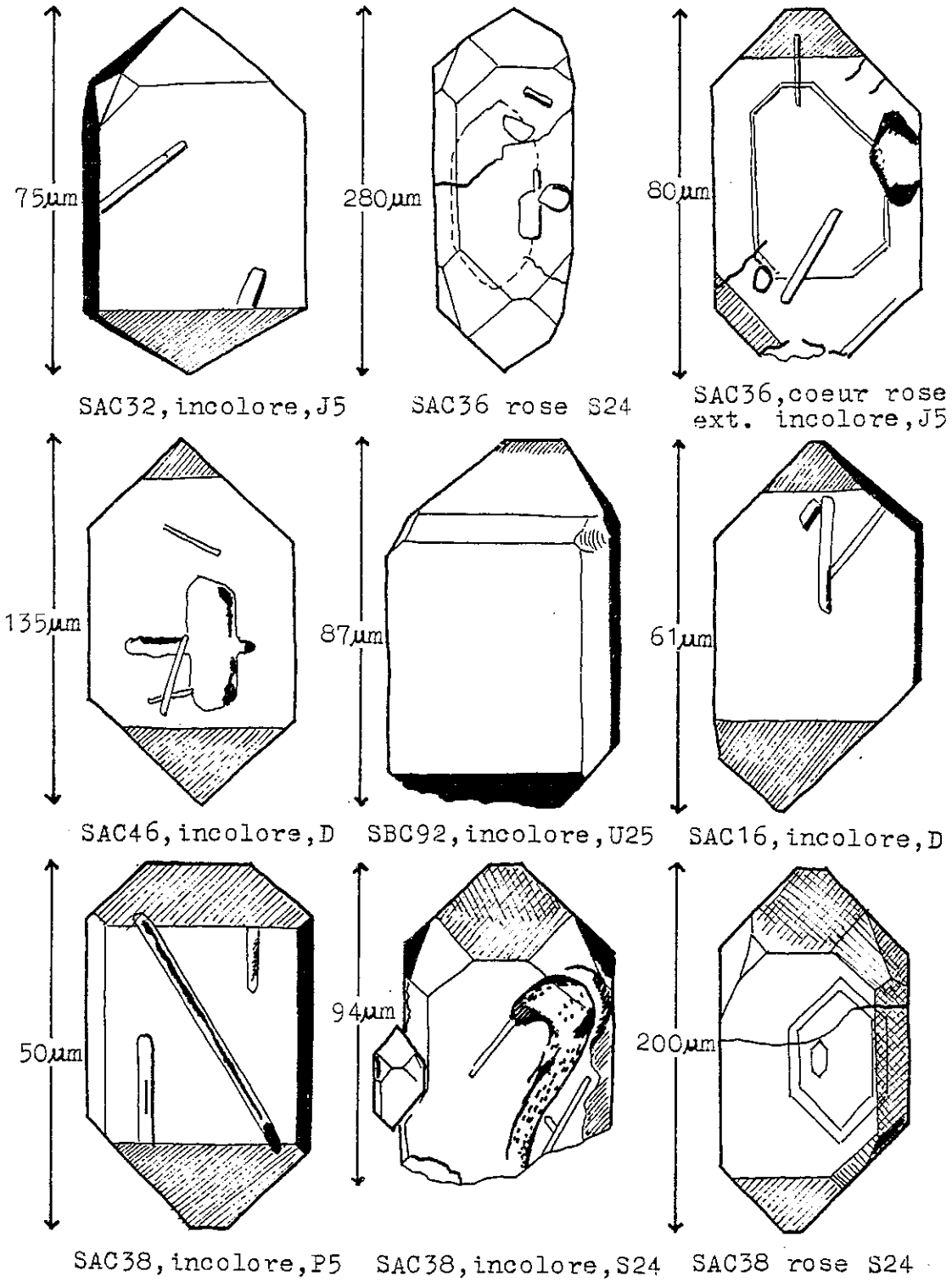


Fig.IV.15 - Zircons volcaniques à fort indice de température (I.T.) dans les grès et conglomérats du Permotrias et le "Verrucano" du Rocher du Chenu (SAC38).

6. CHANGEMENTS INTERVENANT ENTRE PERMIEN ET PERMOTRIAS

Entre le Permien et le Permotrias doit intervenir un changement de milieu de sédimentation et de diagenèse. Il s'exprime par la disparition des couleurs rouges et vertes comme par celle de la matière organique et par l'apparition du ciment dolomitique et la conservation des feldspaths potassiques. Ce dernier changement semble concerner en même temps le matériel de socle et le matériel volcanique. Ainsi une explication par changement des conditions de sédimentation et de diagénèse nous semble plus adéquate qu'une explication par un changement dans l'apport provenant du socle ou dans la nature du volcanisme.

Le même changement se produit d'ailleurs entre le "groupe d'Ambin" et le "groupe d'Etache" dans le massif d'Ambin (GAY, 1970). Il semblerait ainsi plus logique de faire du groupe d'Ambin l'homologue du Néopermien (et non du Stéphano-Permien) et du "groupe d'Etache" l'homologue du Permotrias (et non du Néopermien entier).

On l'observe encore dans les bassins de Lodève et de St.Affrique (Massif Central Français) où l'Autunien rouge albitisé est recouvert par le Trias non affecté par l'albitisation (MAUREL, 1962).

Ces changements doivent être le résultat de diagénèses dans des conditions différentes, dépendant des activités de Na et de K des solutions interstitielles.

Il y a en même temps un certain changement dans l'apport. Les galets de tourmalinite disparaissent. Les microclines moirés qui apparaissent à ce moment sont typiques du Permotrias (alors qu'il s'agit d'orthose dans le Werfénien). Ils pourraient provenir de roches du type des "granophyres des contreforts du Mont Pourri", décrites dans le Permien de ce massif par ELLENBERGER (1958, p110). Ces granophyres montrent de grands cristaux de microcline dans une matrice de syncristallisation micropegmatitique.

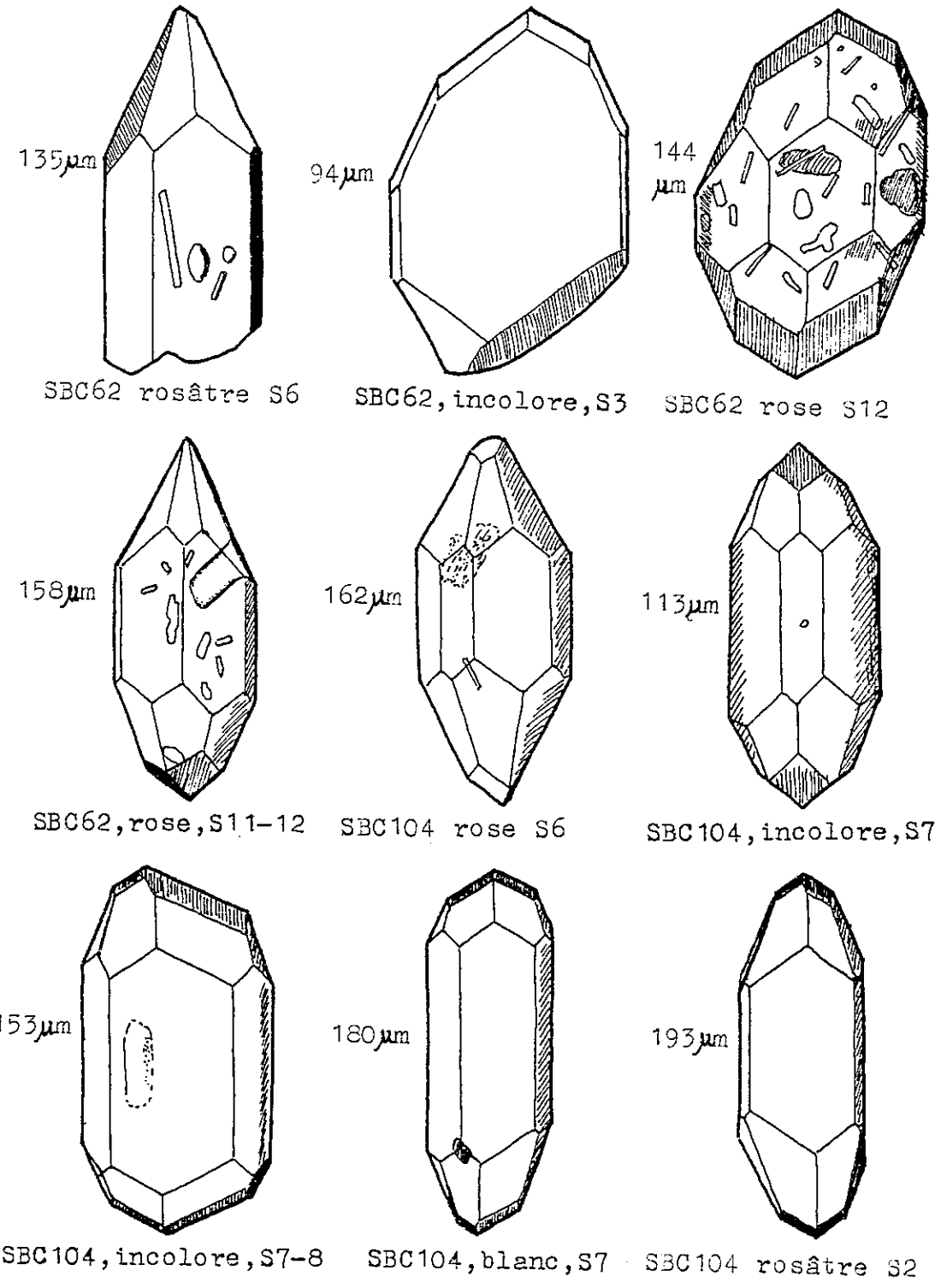


Fig. IV.16 - Zircons du gneiss de Sapey ("faciès granitique"). Le SBC62 provient du sommet de Saulire, le SBC104 des éboulis côté sud du dôme de Polset. Il s'agit de zircons "sialiques" bien cristallisés (aux arêtes nettes) et parfois étonnament riches en inclusions.

7. CONCLUSION SUR L'ETUDE DU PERMOTRIAS

Le Permotrias regroupe plusieurs faciès qui assurent la transition entre le Permien s.s. et les quartzites werféniens. L'indépendance tectonique du Permotrias du synclinal de St.Martin de Belleville par rapport au Trias est dûe à une intercalation locale de schistes entre les quartzites et les grès et conglomérats du Permotrias.

Le faciès le plus répandu du Permotrias est un conglomérat clair cimenté par de la dolomite ankéritique à patine brun clair caractéristique. Ce conglomérat contient de nombreux galets de rhyolite blanche ou rouge ("liparite").

Un faciès de grès noir semble être particulier au Permotrias du terrain d'étude. Ce grès siliceux doit sa teinte surtout aux éléments volcaniques à mésostase noire. Dans les volcanites noires et rouges, la répartition du pigment dessine parfois des structures orientées qui ressemblent à celles d'ignimbrites recristallisées. Le faciès noir semble avoir sa place stratigraphique au-dessus des conglomérats clairs.

Les deux faciès du Permotrias semblent être très peu constants; tantôt ils sont absents, tantôt ils forment d'épaisses lentilles.

Un trait commun au Permotrias et au Trias est la présence de feldspaths potassiques qui n'ont pas été observés dans le Permien. Dans le Permotrias, il s'agit de microcline.

Les zircons montrent des populations bimodales qui semblent correspondre à une origine volcanique et une origine à partir des roches d'anatexie sialique.

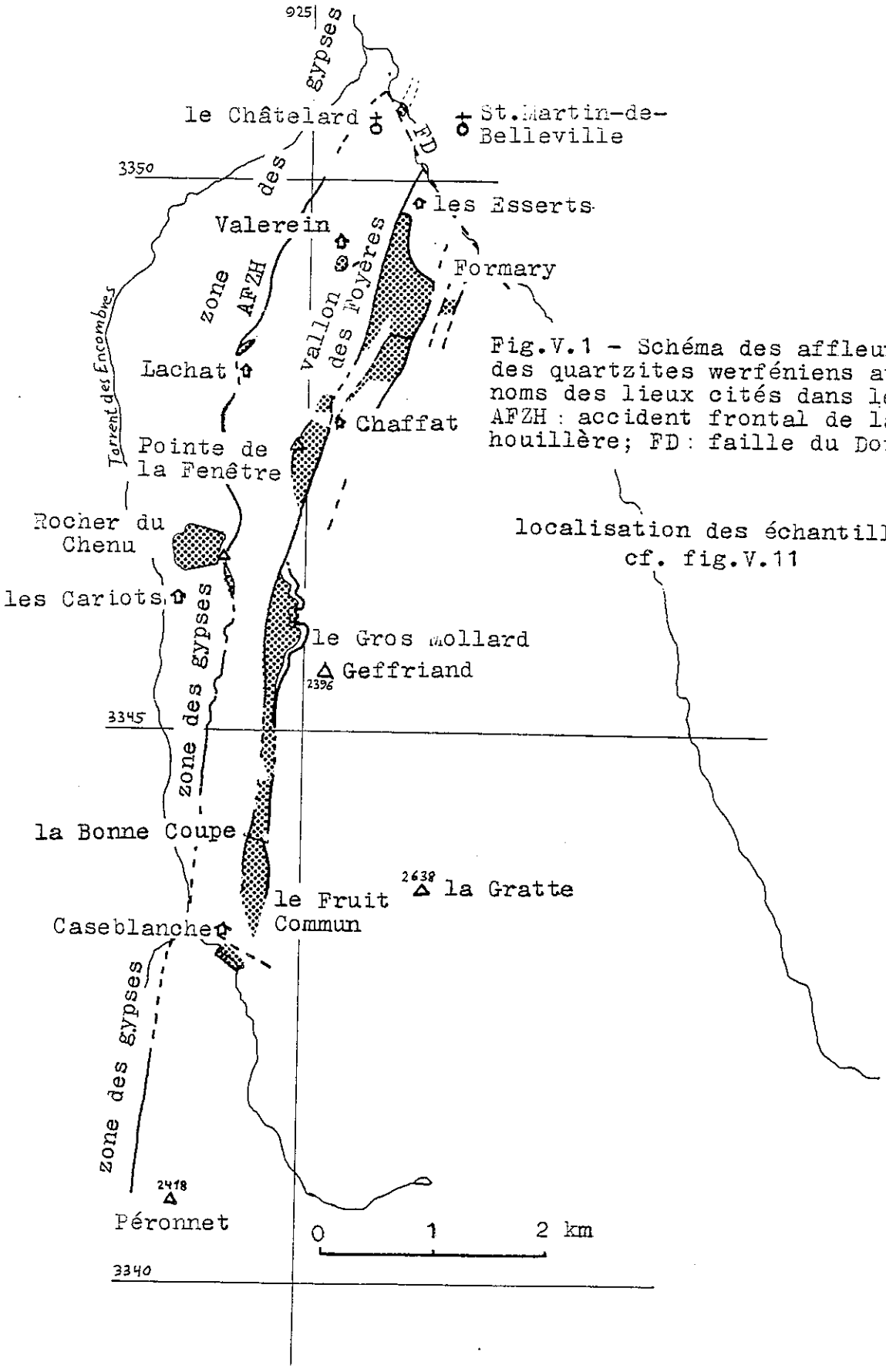


Fig.V.1 - Schéma des affleurements des quartzites werféniens avec les noms des lieux cités dans le texte. AFZH : accident frontal de la zone houillère; FD : faille du Doron.

CHAPITRE V

LE TRIAS INFERIEUR

1. LES QUARTZITES WERFENIENS

1.1. GISEMENTS (fig.V.1)

Le Werfénien forme le coeur du synclinal de St.Martin de Belleville et ses quartzites affleurent dans une longue bande presque continue qui commence au nord au-dessus des Esserts et se termine au sud de Caseblanche contre une faille. L'épaisseur originelle des quartzites semble avoir varié entre 200 et 300 m. La structure sera discutée au chapitre VII "Tectonique".

En dehors de cette bande, il y a quelques affleurements isolés:

- dans le Doron de Belleville (925,770-3350,720), affleurement qui constitue probablement la suite de la bande de quartzites qui vient du nord, de Béranger et du Roc de la Lune et qui se termine ici contre la "Faille du Doron"(FD);
- dans le vallon des Foyères, juste au sud du Valerein, un affleurement décamétrique dans le Quaternaire, panneau glissé ou écaille tectonique;
- aux environ de Lachat, plusieurs écailles décamétriques à proximité de l'accident frontal de la zone houillère (AFZH);
- isolé dans la "zone des gypses" les quartzites du bloc-klippe du Rocher du Chenu;
- dans le flanc sud-est du Rocher du Chenu, une petite bande de quartzites accompagnée de calcaires triasiques qui appartient à la zone houillère et est alors indépendante du bloc-klippe cité ci-dessus;
- à l'est de la grande bande triasique formant le coeur du synclinal de St.Martin d.B., en haut du Clapier de Formary, un rocher est formé par un panneau de quartzites pris entre deux failles longitudinales subverticales.

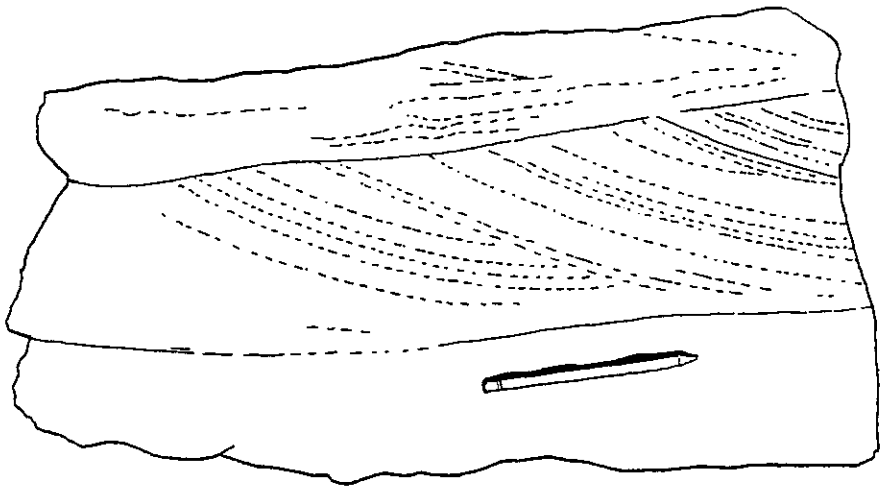


Fig.V.2 - Stratification oblique sur un bloc de quartzite noir du Rocher du Chenu. Dans le cas général, les "foresets" sont moins courbes que dans ce faciès sommital. Le crayon a environ 15 cm. L'angle entre la stratification et les "foresets" est d'environ 25 degrés. La polarité est évidente.

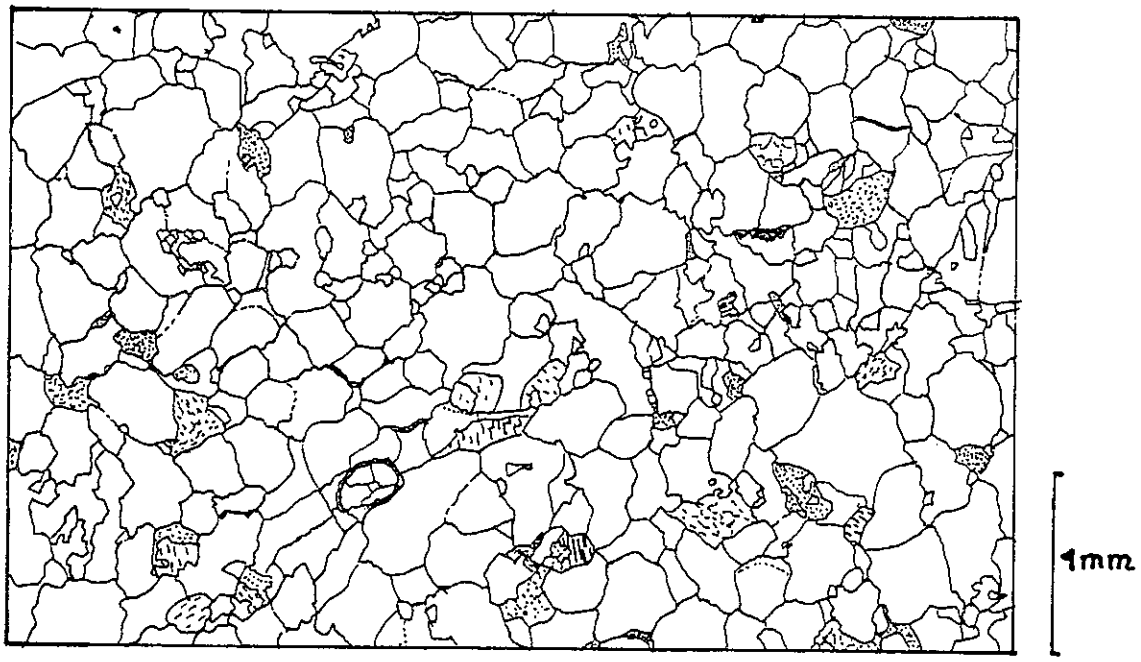


Fig.V.3 - Quartzite werfénien, échantillon BN2085, lame mince. Les grains détritiques commencent à être difficiles à voir. En dehors des quartz mono- et polycristallins on note des orthoses et des albites en échiquier. Certains anciens feldspaths (?) semblent entièrement remplacés par des phyllites. La matrice occupe de rares interstices et jalonne parfois les marges de certains grains.

1.2 PRESENTATION DES FACIES

1.2.1 Faciès commun

Le faciès commun est représenté par des quartzites légèrement feldspathiques en bancs très réguliers de 30 cm à 1m d'épaisseur. Les bancs à ciment carbonaté sont rares. Les figures sédimentaires sont assez courantes:

- stratification oblique à "foresets" fortement pentés et peu incurvés. Dix-sept mesures de l'angle entre litage et stratification ont donné des valeurs comprises entre 15 et 32 degrés (fig.V.2). Il faut se garder de ne pas confondre les vrais "foresets" avec des cassures régulières qui semblent produites par des mouvements tectoniques entre les bancs.
- "ripple marks" symétriques; la concavité donne un bon critère de polarité.

Au microscope, les quartzites montrent des structures où les grains détritiques ne sont que difficilement reconnaissables (fig.V.3). La conservation de la structure originelle est nettement meilleure s'il y a une matrice phylliteuse. Les grains sont des quartz mono- et polycristallins et des feldspaths. Les grains semblent avoir été assez arrondis. D'éventuels quartz rhyolitiques ne seraient plus reconnaissables s ces conditions. Les feldspaths sont surtout potassiques. Les orthoses dominent sur les microclines moirés. Moins d'un pour cent des sections montre le moirage dans nos lames. En diffractométrie RX, les feldspaths potassiques sont tous tricliniques ("microclines maximaux"). Comme plagioclases ont été observés uniquement des albites en échiquier qui peuvent être assez nombreuses dans certaines lames minces. Il ne semble pas y avoir eu de plagioclases à l'origine. De très rares éléments de roches volcaniques restent reconnaissables par leur structure en "snow-flakes".

Une série de 7 échantillons prélevés selon une coupe à la "Bonne Coupe", étudiés en diffractométrie RX semi-quantitative, n'a pas montré de variation systématique de la composition modale. Sur 13 échantillons ont été obtenus les pourcentages moyens suivants (entre parenthèses l'écart-type):

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
87(13)	6(9)	0	1(3)	6(5)	tr.	0

Les granulométries (fig.IV.10), faites sur lame mince, indiquent un bon classement.

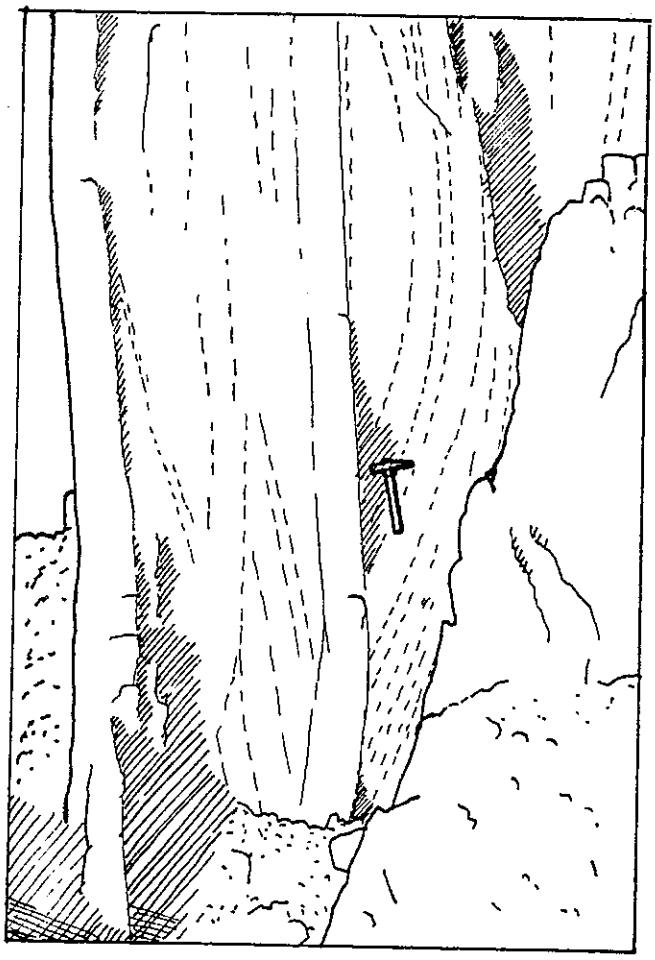


Fig.V.4 - Stratification en cuillères (trough cross stratification) dans les bancs verticaux du sommet des quartzites werféniens du versant ouest du Cochet - vallon des Foyères. Ces structures font penser à un régime fluviatile.

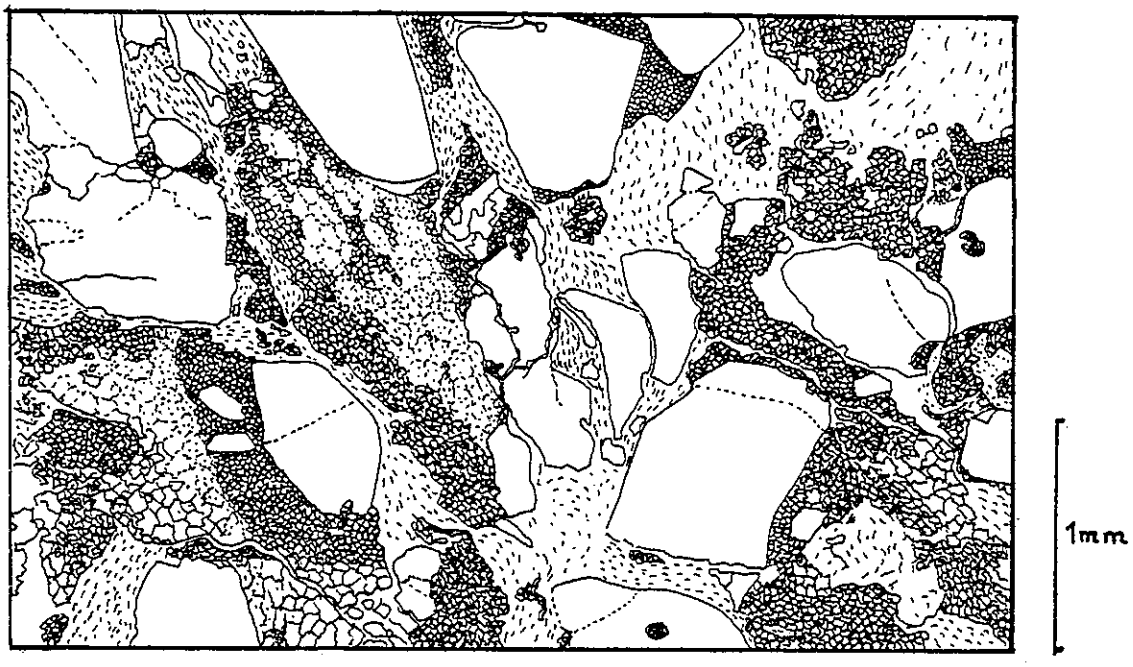


Fig.V.5 - Roche volcanique acide (rhyolite ou grès volcanique monogénique ou tuf) trouvée dans le sommet des quartzites werféniens de la Croix des Prisonniers, échantillon SAC6, lame mince. On observe de nombreux phénocristaux de quartz subautomorphe ou à grandes cassures incurvées dûes très probablement à la protoclase. Le fond est tantôt quartzique, tantôt phylliteux. Dans certains lames on trouve de rares phénocristaux d'orthose (ce qui n'est pas le cas de notre dessin).

1.2.2 Faciès sommital

Les quartzites de notre terrain présentent un faciès sommital qui diffère de celui connu en Vanoise ou dans la région de Briançon. A la place de la "croûte" rubéfiée et verdie décrite par ELLENBERGER(1958) et GIDON(1962), on trouve entre 5 et 15 m de sédiments rhytmiques composés par les termes suivants:
(a) grès grossier à ciment calcaire en bancs d'un à deux mètres qui montrent souvent un litage en cuillère (fig.V.4);
(b) quartzites du faciès commun en bancs de 10 à 50 cm;
(c) schistes verts en intercalations de 10 à 50 cm qui tendent à devenir plus nombreuses vers le haut.

Dans le terme (a), on peut ponctuellement observer des quartz roses ainsi que des minéralisations cuprifères. A un endroit des falaises du versant ouest de la Croix des Prisonniers (haut vallon des Foyères) a été trouvée une dalle à "mud-cracks" témoignant de l'émersion. Des "ripple marks" se trouvent à de nombreux endroits.

Une analyse chimique d'un schiste vert (tabl.V.2) montre de fortes teneurs en potasse. La catanorme indique 5% de feldspath potassique.

Protégé par la puissante masse rigide des quartzites, le faciès sommital a été préservé de la schistosité qui, dans le Permien, a partout effacé les structures originelles.

1.2.3 La "rhyolite" du Cochet

Côté ouest du Cochet, au SW de la Croix des Prisonniers, au-dessus du grand miroir de faille (925,660-3348,585), nous avons trouvé, dans le faciès sommital, un banc à l'aspect de grès grossier dans lequel on devine déjà à l'oeil nu de très nombreux quartz rhyolitiques.

Au microscope (fig.V.5), cette roche se montre composée uniquement de très nombreux phénocristaux de quartz dans un fond quartzo-phylliteux. On se demande s'il s'agit d'une coulée mince de rhyolite, d'un grès volcanique monogénique ou d'un tuf.

Les minéraux lourds sont très pauvres en tourmaline et en rutile (tabl.V.1). Les zircons ont un indice de température moyen (I.T.) de 627, très élevé. Le point moyen $\overline{I.A.}$-$\overline{I.T.}$ se situe à l'intérieur du champ des rhyolites calco-alcalines de PUPIN(1980).

L'analyse (tabl.V.2) est anormale pour une rhyolite par la trop forte teneur en silice. La diffractométrie RX semi-quantitative indique 94% de quartz, le reste étant de la phengite. Aucun feldspath a été décélé.

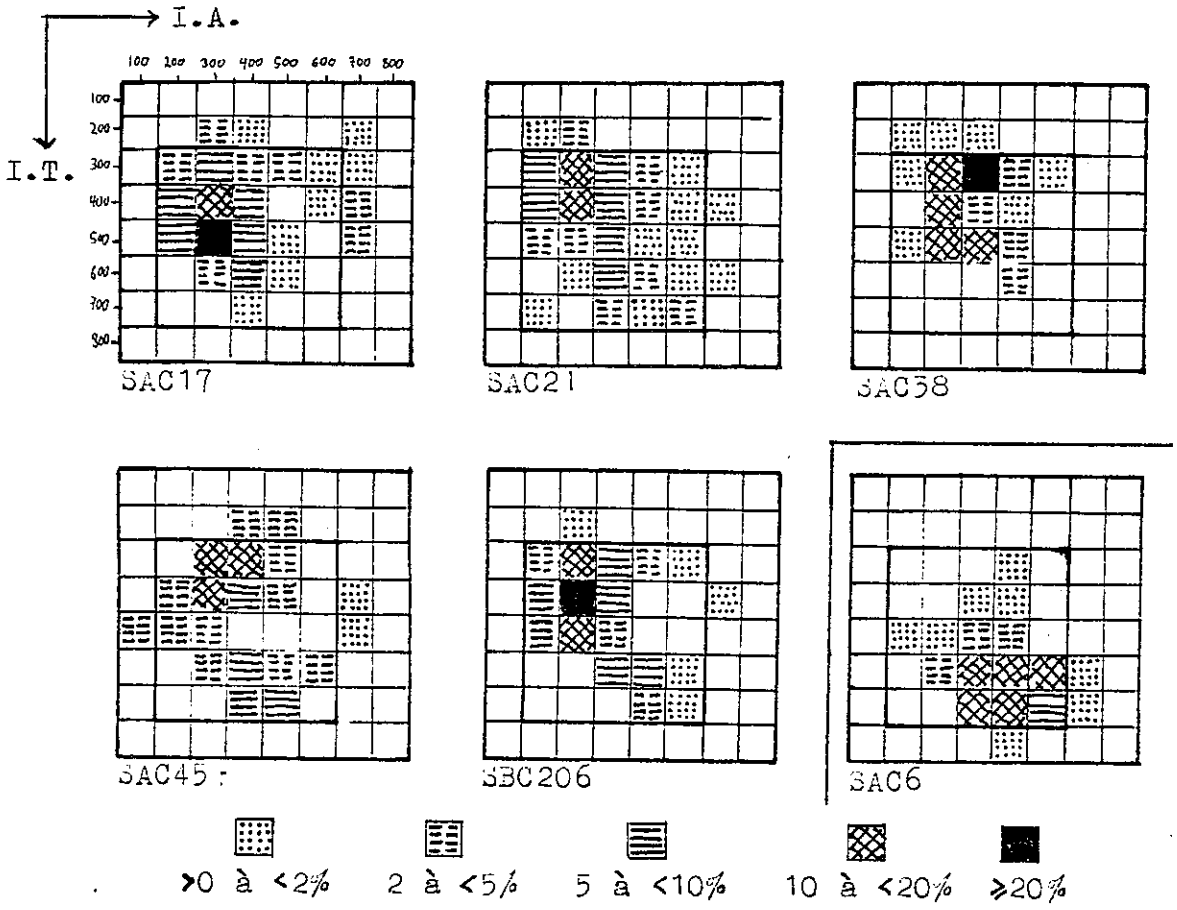


Fig.V.6 - Les populations de zircons des quartzites dans le diagramme typologique, 100 zircons déterminés. A l'exception du SAC6, grès tufacé, les échantillons montrent une prédominance de zircons "sialiques". Le SAC38 faciès de transition au Permotrias, ne se distingue pas des autres. Par contre le grès tufacé SAC6 montre une forte prédominance de zircons à indice de température élevé.

échant.	position	zircon	rutile	tourm.	n	autres
SAC17	milieu	81	19	0	123	gv. hv. ep.
SAC21	sommet	81	19	0	197	gv. hv. ep.
SAC45	sommet	96	14	0	249	hématite
SBC140	sommet	97	3	0	206	tm décélé
SBC206	sommet	80	20	0	162	gr. ep. tm décélé
SAC6	sommet tuf volc.	99	1	0	173	-

Tabl.V.1 - Minéraux lourds transparents des quartzites, fraction D > 2,9, non-phylliteuse après attaque à HNO_3 et HCl.
n = nombre des grains comptés; gv = grenat vert; hb = hornblende verte; ep = épidote; tm = tourmaline; tous ces minéraux 1%. La colonne "position" indique la position dans la série des quartzites. L'échantillon SBC140 est un quartzite noir du Rocher du Chenu.

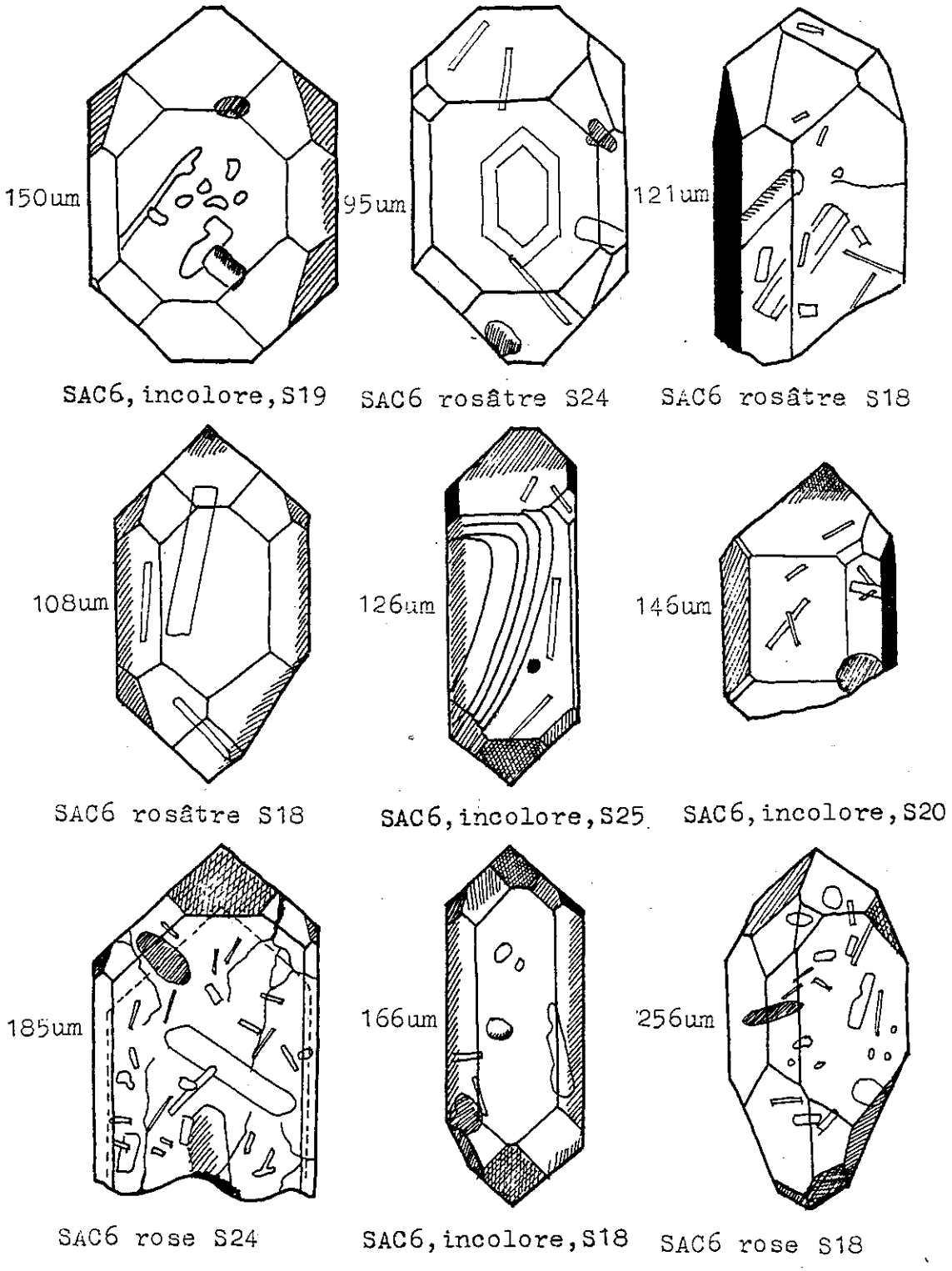


Fig.V.7 — Zircons du grès grossier volcanique (échantillon SAC6) interstratifié dans le sommet des quartzites werféniens au Cochet (925,660-3348,585). Il s'agit de zicons à fort indice de température. L'individu du milieu montre des gradins de croissance typiques du milieu volcanique. Légendes: échantillon, couleur, type selon PUPIN(1972).

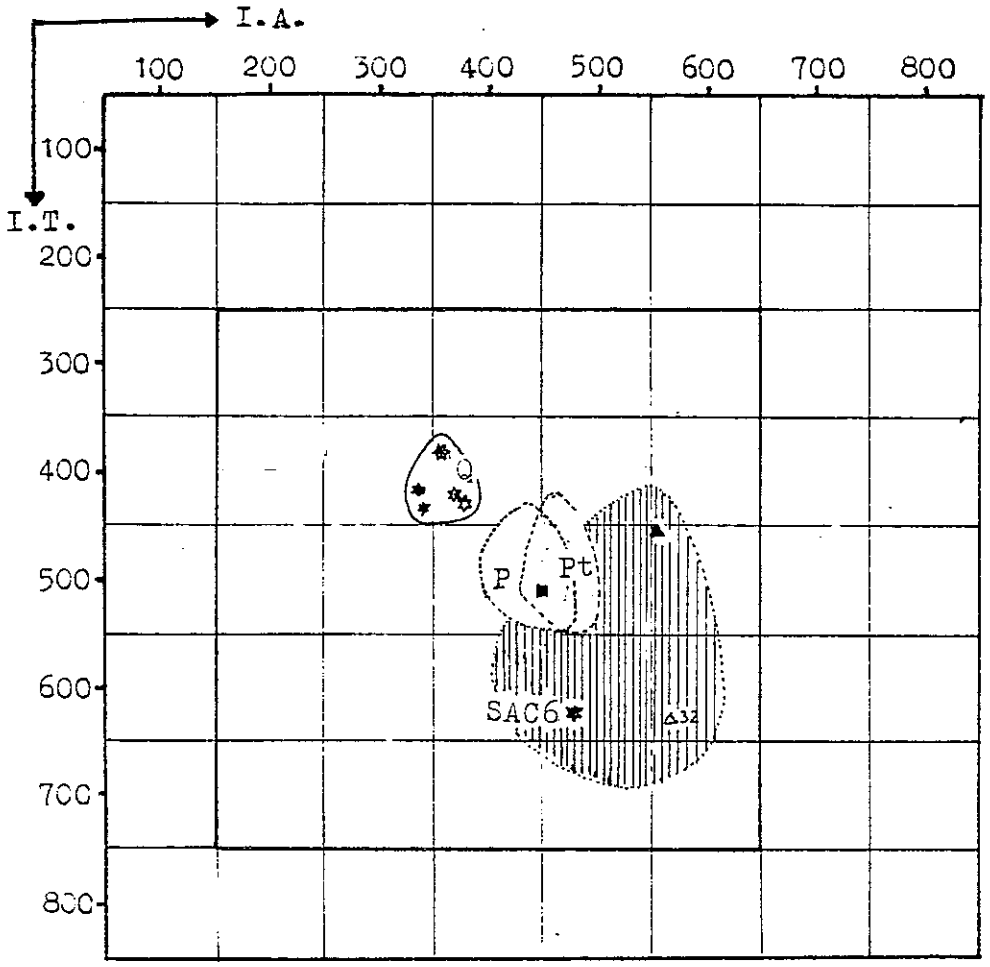


Fig.V.8 - Les points moyens I.$\bar{A}$.-I.$\bar{T}$. des échantillons de quartzites (Q) et du "grès volcanique" SAC6 comparés avec les enveloppes du Permien (P) et du Permotrias (Pt) ainsi qu'avec une rhyolite permotriasique de Preit ▲, la rhyolite des la Ponsonnière ■ et le SAC32 comme représentant des galets volcaniques du Permotrias. En hachures verticales le domaine des rhyolites calco-alcalines de PUPIN(1980). On voit que les rhyolites du Permotrias comme le SAC6 appartiennent à la série calco-alcaline.

	SAC5	SAC6	rhyolite moyenne
SiO2	64,89	86,68	72,76
Al2O3	21,11	9,19	13,26
Fe2O3tot	1,51	0,29	2,71
MnO	0,01	tr.	0,06
MgO	0,81	0,22	0,39
CaO	0,00	-	1,14
Na2O	0,00	-	3,55
K2O	7,04	2,47	4,30
TiO2	0,52	0,11	0,28
P2O5	0,04	0,05	0,07
P.F.	3,25	1,40	1,49
total	99,18	100,41	100,01
FeOtot/MgO	1,68	1,18	6,26

Tabl.V.2 - Analyses chimiques des éléments majeurs de deux échantillons du Werfénien:
- SAC5, schiste vert du sommet des quartzites
- SAC6, "grès volcanique" du sommet des quartzites.
Comparé à la rhyolite moyenne de LE MAITRE(1976), le SAC6 est enrichi en SiO2.

1.2.4 Quartzites noirs du Rocher du Chenu

Nous avions déjà dit que les quartzites du bloc-klippe du Rocher du Chenu se distinguent par un passage continu, à leur base, vers un faciès "Verrucano". De même, ils comportent à leur sommet un faciès spécial: celui de quartzites noirs (échantillon SBC140). Hormis leur couleur, ceux-ci ne se distinguent guère des quartzites clairs. La population de zircons s'est revelée être la plus usée que nous ayons rencontrée sur le terrain d'étude. Pour cette raison, elle n'a pas pu être utilisée en typologie.

Nous avons observé de tels quartzites noirs au sommet des quartzites de la Vanoise septentrionale au Lac des Blachets au sud-est de la Plagne (941,780-2064,380). Cependant BARBIER (1952) note des quartzites noirs également au sommet des quartzites de la coupe de l'usine de Moûtiers qui appartient à la zone valaisane.

1.2.5 Quartzites verts schisteux

Nous en connaissons deux gisements. L'un se trouve au Rocher du Chenu, côté sud où l'on trouve des quartzites verts schisteux interstratifiés avec des bancs de grès brun carbonaté. Cette ensemble forme probablement une écaille indépendante de la masse des quartzites du Rocher du Chenu proprement dit.

L'autre se trouve au pied de la falaise de quartzites au nord de St.Martin de Belleville sous le hameau du Roux (gisement déjà mentionné par FABRE(1961,p103). On ne sait pas s'il s'agit du sommet ou de la base stratigraphique de ces quartzites. Deux échantillons de ce gisement ont montré, en diffractométrie RX, une grande richesse en phyllosilicates très peu phengitiques (position de la raie (060)) et l'absence d'albitisation des feldspaths potassiques.

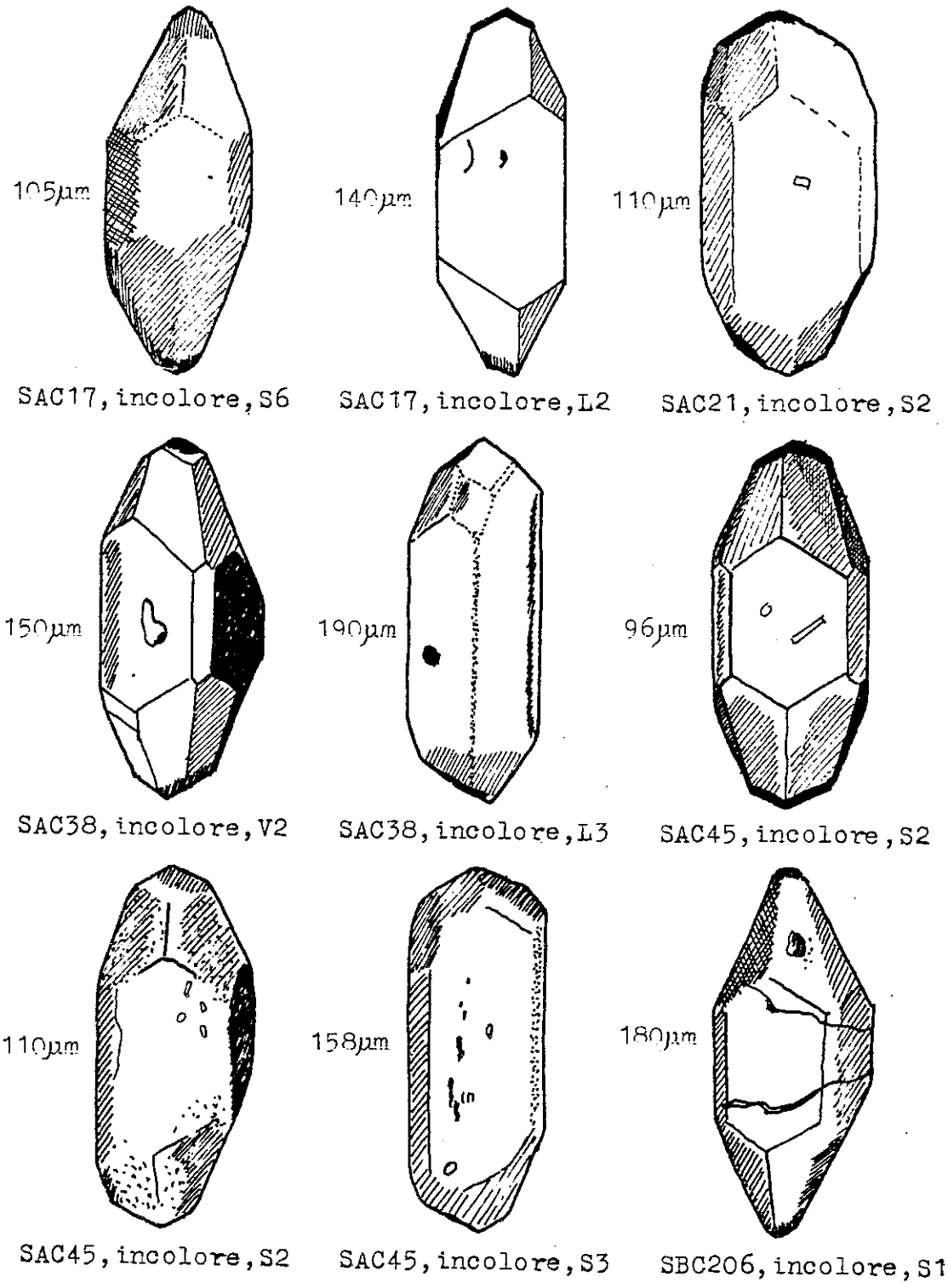


Fig.V.9 - Zircons des quartzites werféniens. Il s'agit de zircons "sialiques" appartenant à la partie en haut et à gauche du diagramme typologique. Sur certains individus on aperçoit les traces de l'usure par cupulation. Legendes: échantillon, couleur, type morphologique.

1.3 LES MINERAUX LOURDS DES QUARTZITES WERFENIENS

1.3.1 Composition modale

Les minéraux lourds des quartzites (tabl.V.1) ont pratiquement toujours les mêmes caractères que ceux du Permotrias: prédominance écrasante du zircon , pauvreté en rutile, quasi-absence de tourmaline, présence occasionnelle de grenat , épidote et hornblende (moins d'un pour cent). Des grenats verts ont été trouvés dans deux échantillons. Ils semblent être des grossulaires chromifères comme dans le Permien.

1.3.2 Typologie des zircons

Les zircons sont en majorité des types "sialiques" (fig.V.9), mais on note aussi quelques zircons à fort indice de température attribuables au volcanisme. La population de zircons de la "rhyolite" du Cochet (SAC6) est formée par ces types (fig.V.7).

A l'aire de répartition très étendue des affleurements de quartzites du Trias inférieur, du Semmering (Autriche) aux Alpes maritimes, doivent correspondre des roches-mères également étendues: le "continent gaulois" et la "terre vindélicienne". On ne peut pas espérer pouvoir y identifier une source particulière de petite dimension. Les roches d'anatexie sialiques y semblent dominantes. Ainsi n'est-il pas surprenant que les zircons des quartzites ressemblent à ceux du gneiss du Sapey.

Les zircons des quartzites werféniens montrent en général des traces d'usure mécanique (fig.V.10), indiquant de longs transports et des remaniements multiples.

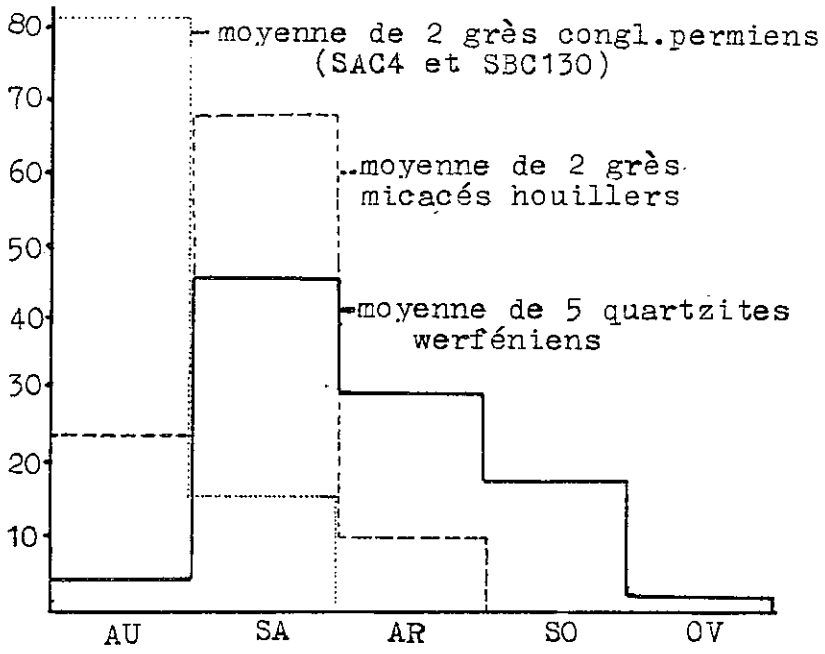


Fig.V.10 - Degré d'usure des zircons des quartzites werféniens. Moyenne de cinq échantillons à 100 zircons comptés chacun. L-usure est nettement plus fort que dans le Permien ou dans le Houiller.
AU automorphe, SA subautomorphe, AR arrondi, SO subovoide, OV ovoide; d'après PUPIN(1976).

échant.	Hé	So	Sk	Mdgr
SAC17	0,6	-	-	195
SBC220	0,4	-	-	535
BN2095	0,4	1,4	0,9	330
SAC38	0,95	2,5	0,6	1180
Penrith	-	1,25	0,9	410

$$So = \sqrt{\frac{Q3}{Q1}} \qquad Sk = \frac{Q1 \cdot Q3}{(Q2)^2}$$

Tabl.V.3 - Hétérométrie de de Cailleux (Hé); écart interquartile ou "sorting index" de Trask (So), "skewness" (Sk) et médiane des diamètres des grains (Mdgr) en micromètres.
Echantillons des quartzites werféniens comparés avec le Verrucano du Rocher du Chenu (SAC38) et avec un grès éolien du Permien anglais, le Penrith Sandstone (d'après WAUGH, 1970).

1.4 CONCLUSION SUR L'ETUDE DES QUARTZITES WERFENIENS

Les quartzites se distinguent aisément des grès des autres formations par leur pauvreté en phyllosilicates, leur grain fin, leur couleur claire et leur stratification régulière. Ils sont un peu feldspathiques, environ 7% en moyenne (surtout de l'orthose). Ils montrent des stratifications obliques et des "ripple-marks". Le grain moyen est environ 350 µm. L'angle des "foresets" avec la stratification varie de 15 à 32 degrés.

L'interprétation classique, double, semble être dûe à GIGNOUX et al.(1937): "Au Trias inférieur... les zones internes nous montrent... une bordure continue de sables, dunes ou plages, qui s'étendaient en marge du continent: l'uniformité, la régularité, la puissance et l'étendue de la formation des quartzites ne peuvent guère s'expliquer que par triage éolien ou marin; on devait avoir là un pays de dunes maritimes ou désertiques, dans lesquelles la part respective des sédimentations continentales ou marines est impossible à faire en l'absence de fossiles.".

Les microstructures originelles de ces roches sont déjà partiellement oblitérées. Morphométrie et exoscopie des grains ne sont plus possibles dans nos roches fortement indurées. Les granulométries, faites en lame mince, ne peuvent pas avoir leur précision habituelle et il ne faudrait pas trop pousser leur interprétation. Le tabl.V.3 résume les résultats et les compare à un grès éolien du Permien anglais.

En faveur d'une origine éolienne plaident les arguments suivants: angle des "foresets" parfois élevé, très bon classement, répartition symétrique de la courbe de fréquence, absence de fossiles et de carbonates.

En faveur d'une origine marine par contre, on pourrait citer la vaste étendue et la constance de la formation, les bancs peu épais, l'absence de couleur.

Quant aux "ripple-marks" probablement hydrauliques, ils ne sont caractéristiques ni d'un milieu marin, ni de dunes sans eau de surface.

Intercalé dans le sommet des quartzites, on trouve localement un banc métrique de "rhyolite" (ou grès volcanique monogénique?). C'est, semble-t-il, la première fois qu'une activité volcanique soit signalée à ce niveau stratigraphique.

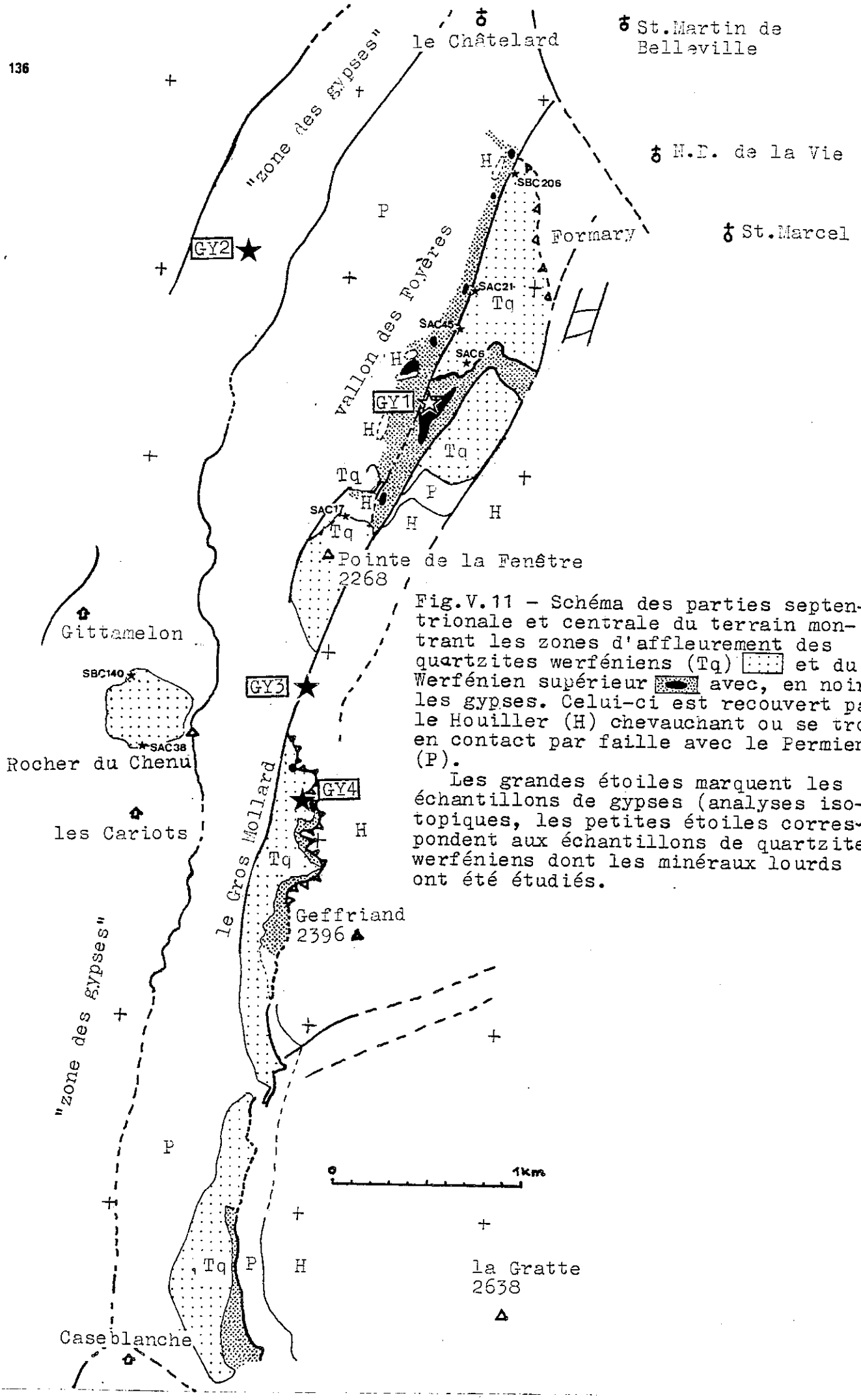


Fig.V.11 – Schéma des parties septentrionale et centrale du terrain montrant les zones d'affleurement des quartzites werféniens (Tq) et du Werfénien supérieur avec, en noir, les gypses. Celui-ci est recouvert par le Houiller (H) chevauchant ou se trouve en contact par faille avec le Permien (P).

Les grandes étoiles marquent les échantillons de gypses (analyses isotopiques, les petites étoiles correspondent aux échantillons de quartzites werféniens dont les minéraux lourds ont été étudiés.

2. LES EVAPORITES DU WERFENIEN SUPERIEUR

On attribue, assez arbitrairement, au Werfénien supérieur les sédiments qui s'intercalent entre les quartzites et les calcaires vermiculés de la base de l'Anisien. Ce niveau est aussi connu sous le nom de la "vire des cargneules" qui sépare les falaises du Trias siliceux de celles du Trias calcaire. C'est un niveau de décollement tectonique.

L'importance des gypses du Werfénein supérieur a été très discutée. GIGNOUX et al.(1938) pensaient que les masses de gypses de la zone brianconnaise étaient originaires de ce niveau.

La découverte de schistes à Equisetum intercalés dans les gypses de la base des Schistes lustrés a permis de reconnaître l'âge Keuper et la nature allochtone de ces gypses. On a presque douté de l'existence des gypses werféniens. ELLENBERGER(1963) écrit: "Nous n'avons jamais vu de gypses en place à ce niveau dans le pays de Vanoise et ne savons même pas si les gypses werféniens supérieurs ont jamais eu une importance quelconque" et BARBIER(1948,p26) remarque: "Ainsi que le notait W.Kilian, le niveau inférieur des gypses et cargneules fait défaut en Maurienne et Tarentaise".

Sur le terrain d'étude, au coeur du synclinal de St.Martin de Belleville, on trouve (fig.V.11) des gypses entre le sommet des quartzites et le Houiller chevauchant. Ces gypses renferment des panneaux de dolomies et de calcaires gris. Ils sont accompagnés de cargneules à débris de schistes verts. Dans plusieurs échantillons de ce faciès ont été trouvés de la magnésite et des chlorites très magnésiennes (fig.III.14).

Quant à l'interprétation stratigraphique de ce niveau, deux hypothèses sont possibles:

- il s'agit de gypses werféniens recouverts par le Houiller en remplacement de la couverture calcaire;
- il s'agit de gypses du Keuper en position tectonique.

La comparaison des isotopes du soufre avec ceux de gypses d'âge connu d'Europe centrale permet de prouver qu'ils sont bien werféniens (SCHADE,1983). Par contre une analyse isotopique sur un gypse de la "zone des gypses" confirme l'attribution au Keuper donnée par BARBIER(1948).

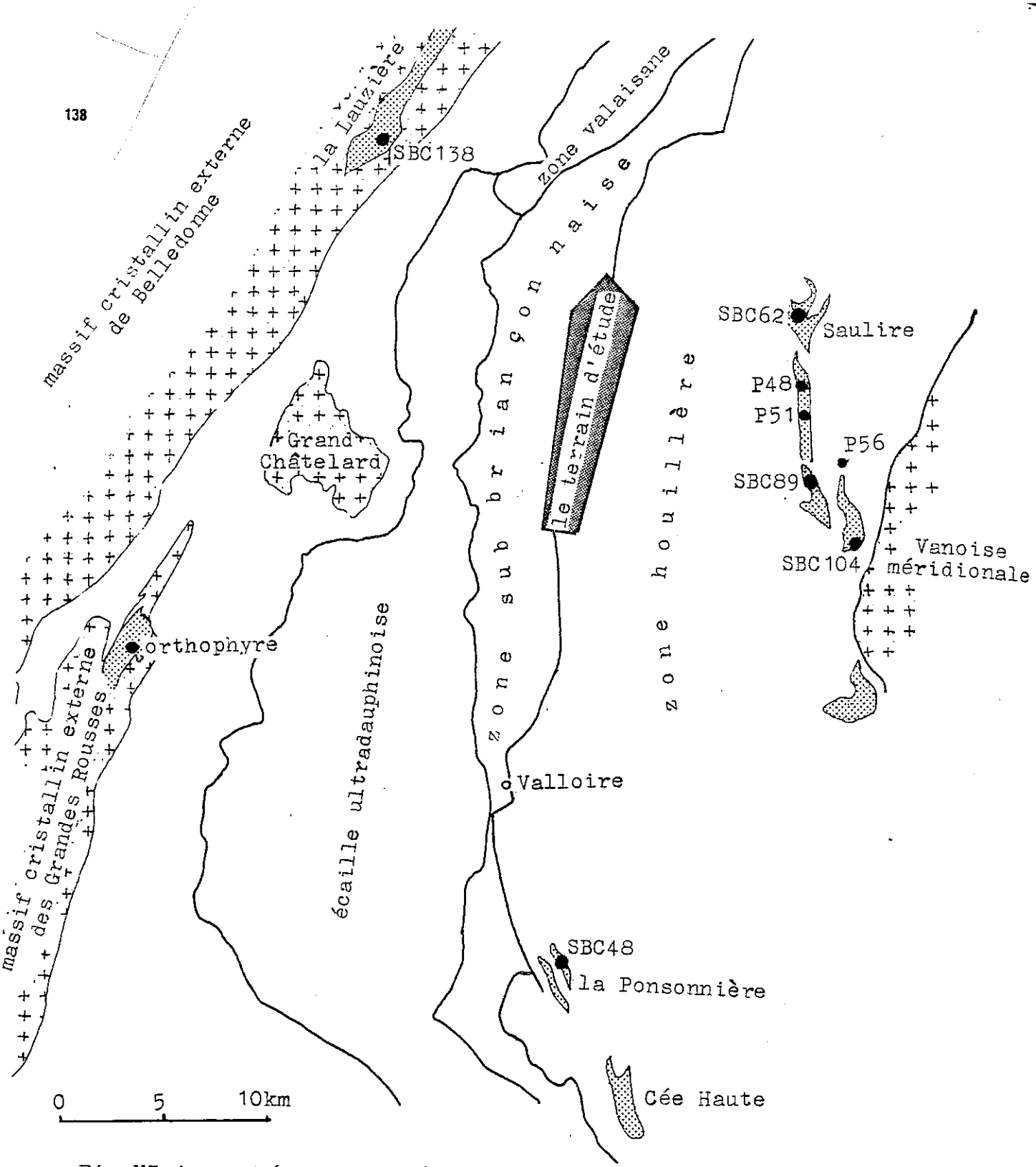


Fig.VI.1 - Schéma de la région montrant le terrain d'étude et les roches magmatiques permo-houillères affleurant dans un rayon d'environ 25km autour du terrain.

A l'est:
- le gneiss du Sapey (SBC62 et SBC104),
- une pegmatite associée au gneiss du Sapey (P56),
- les roches basiques du Vallon (P48) incluant des filons albitiques (SBC89 et P51).

Au sud:
- les microdiorites et microgranites intrusifs dans le Houiller et l'intrusion dioritique de la Cée Haute,
- la rhyolite de la Ponsonnière (SBC48),
- l'andésite de la Ponsonnière.

A l'ouest:
- l'orthophyre des Grandes Rousses (étude inédite de Jean-Pierre Pupin),
- le granite de la Lauzière (SBC138) ici inclus en raison de l'âge permien obtenu en datation Rb/Sr qui reste cependant contestable.

LE MAGMATISME PERMO-HOUILLER

1. INTRODUCTION

Nous discuterons, dans ce chapitre, des roches magmatiques permo-houillères du terrain d'étude et de la région avoisinante en utilisant la typologie des zircons pour les roches acides et quelques analyses de la littérature pour les roches basiques et intermédiaires.

2. LES ROCHES MAGMATIQUES ACIDES

2.1 INTRODUCTION

Nous avons pris en compte les roches du terrain et celles incluses dans un rayon d'environ 25km autour (fig.VI.1).

2.2 PRESENTATION DES ROCHES CONCERNEES

2.2.1 Les roches magmatiques acides du terrain d'étude (rappel)

Au Houiller terminal (Couches de Moriaz) et au Permien, le magmatisme est représenté par des bancs de roches albitisées qui semblent avoir été des tufs acides. Dans celles du Permien, on décèle des tourmalines. Nous attribuons à ce même magmatisme les tourmalinites trouvées en galets dans le Permien. Au Permo-trias arrivent de nombreux galets de rhyolite.

2.2.2 Les roches magmatiques acides de la région avoisinante

(a) Le gneiss du Sapey affleure à l'est du terrain, près de l'accident de Chavière. Il s'agit de laccolites (DEBELMAS et al. 1980) de granite d'anatexie (ELLENBERGER, 1958) mis en place dans les sédiments stéphano-permiens, recouverts en discordance par le Permotrias et gneissifiés à l'Alpin. Ils sont accompagnés de pegmatites à tourmaline.

(b) Les filons "trondhjémitiques" associées aux roches basiques du Vallon, complexe du gneiss du Sapey montrent en diffracto-métrie RX semi-quantitative les compositions très albitiques suivantes:

échant.	quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
SBC89	51	1	0	48	0	0	0
P51	57	6	0	37	0	0	0
P60	49	6	0	45	0	0	0

La fig.VI.2 caractérise les zircons du premier de ces trois échantillons.

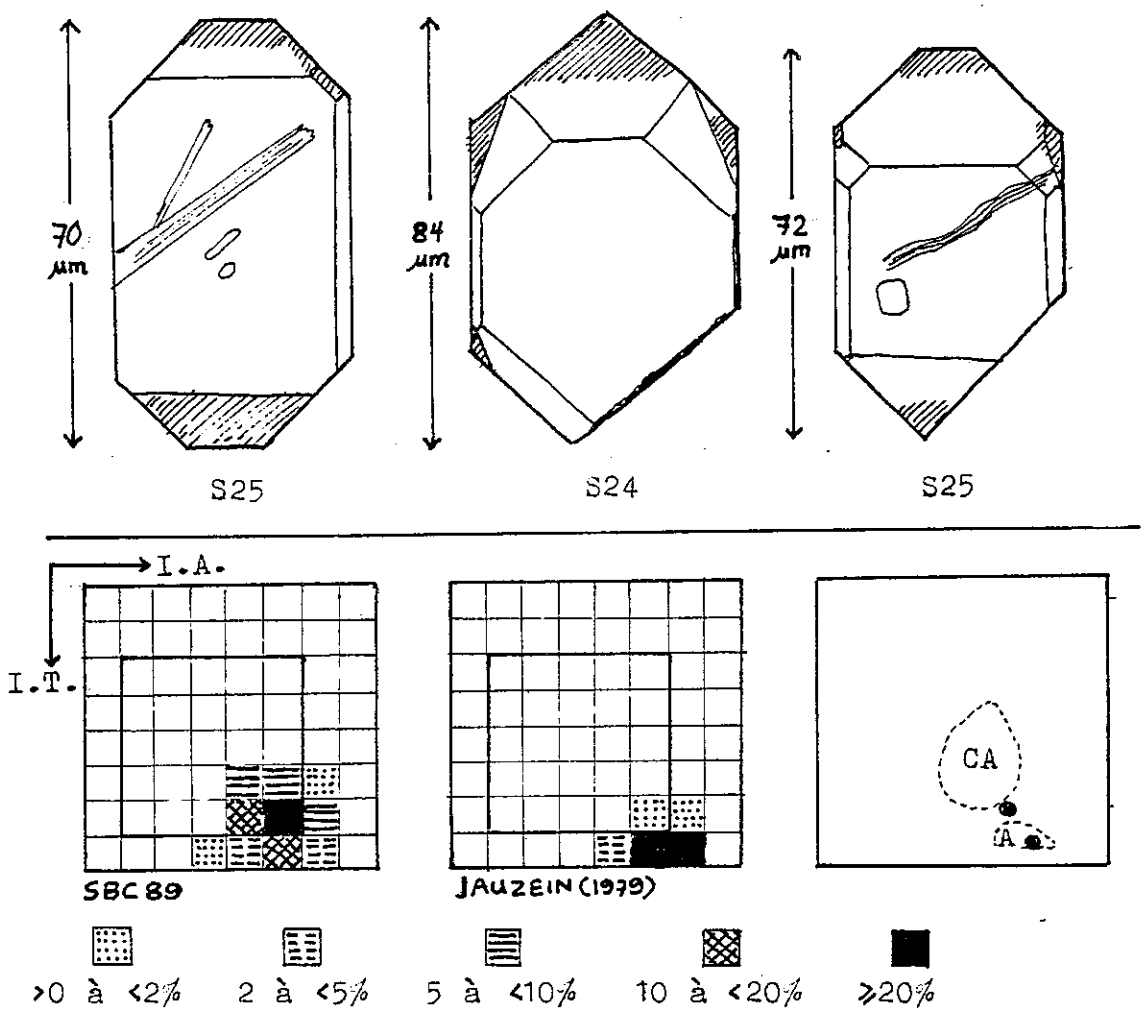


Fig.VI.2 - Caractérisation des zircons du filon albitique, échantillon SBC89 ("trondhjémite") inclus dans les roches basiques du Vallon, elles mêmes associées au gneiss du Sapey.

En haut, trois exemples de zircons. Ils sont relativement petits, bien cristallisés, trapus, incolores, limpides et pas très riches en inclusions.

En bas, la population de zircons du SBC89 (cent zircons déterminés) comparée à celle d'une trondhjémite corse (JAUZEIN, 1979).

En bas à droite, les points moyens $I.\bar{A}.-I.\bar{T}.$ correspondants et les domaines des rhyolites calco-alcalines (CA) et alcalines (A) d'après PUPIN (1980). Le champ des roches acides tholéiitiques n'a pas encore été défini. SBC89 est hors du champ des rhyolites calco-alcalines et il pourrait s'agir d'une roche tholéiitique.

(c) Les microdiorites, microgranites et l'intrusion dioritique de la Cée Haute, étudiées par PIANTONE(1980) ne sont cités ici que pour mémoire, car nous n'avons pas réussi à séparer de zircons de trois échantillons traités.
(d) La rhyolite et l'andésite de la Ponsonnière affleurent au sud du terrain. D'après Piantone, elles paraissent apparentées aux roches citées ci-dessus. Seule la rhyolite a fourni de zircon.
(e) L'"orthophyre" des Grandes Rousses affleure au sud-ouest de notre terrain. Elle serait d'âge stéphanien inférieur d'après LAMEYRE(1958). Nous nous baserons sur un travail inédit de Jean-Pierre Pupin.
(f) Le granite de la Lauzière n'est cité ici qu'en raison d'un âge de 254±17 Ma (Permotrias) obtenu par isochrone Rb/Sr (DEMEULEMEESTER,1982). Cet âge paraît invraisemblable. Gérard Vivier (comm.pers.) pense qu'il est dinantien ou namurien comme la plupart des granites des massifs cristallins externes.

2.3 TYPOLOGIE DES ZIRCONS DES ROCHES MAGMATIQUES

2.3.1 La description des zircons des différentes roches

La répartition des points moyens $I.\overline{A}.-I.\overline{T}.$ des roches en question (fig.VI.3) souligne encore la variabilité de ce magmatisme. Il nous paraît essentiel de remarquer que ces roches ne se situent pas sur une seule des lignées de tendance d'évolution typologique (T.E.T.) définies par PUPIN(1980), mais que plusieurs séries magmatiques paraissent y participer.

La nature de granite d'anatexie du gneiss du Sapey est confirmée par la typologie des zircons. Tous les trois échantillons se situent sur la T.E.T. de la lignée anatectique.

Les roches magmatiques du terrain, "tufs", galets de rhyolite et de tourmalinite, se situent dans le large domaine du magmatisme calco-alcalin, mais restent toujours proches de l'origine des T.E.T. correspondantes.

Cette situation est aussi celle de deux roches volcaniques de la région: la rhyolite de la Ponsonnière et l'"orthophyre" des Grandes Rousses.

La "trondhjémite" sort du domaine calco-alcalin et constitue le pôle extrême du côté des fortes températures. Son I.T. de 711 est le plus fort que nous ayons rencontré durant cette étude.

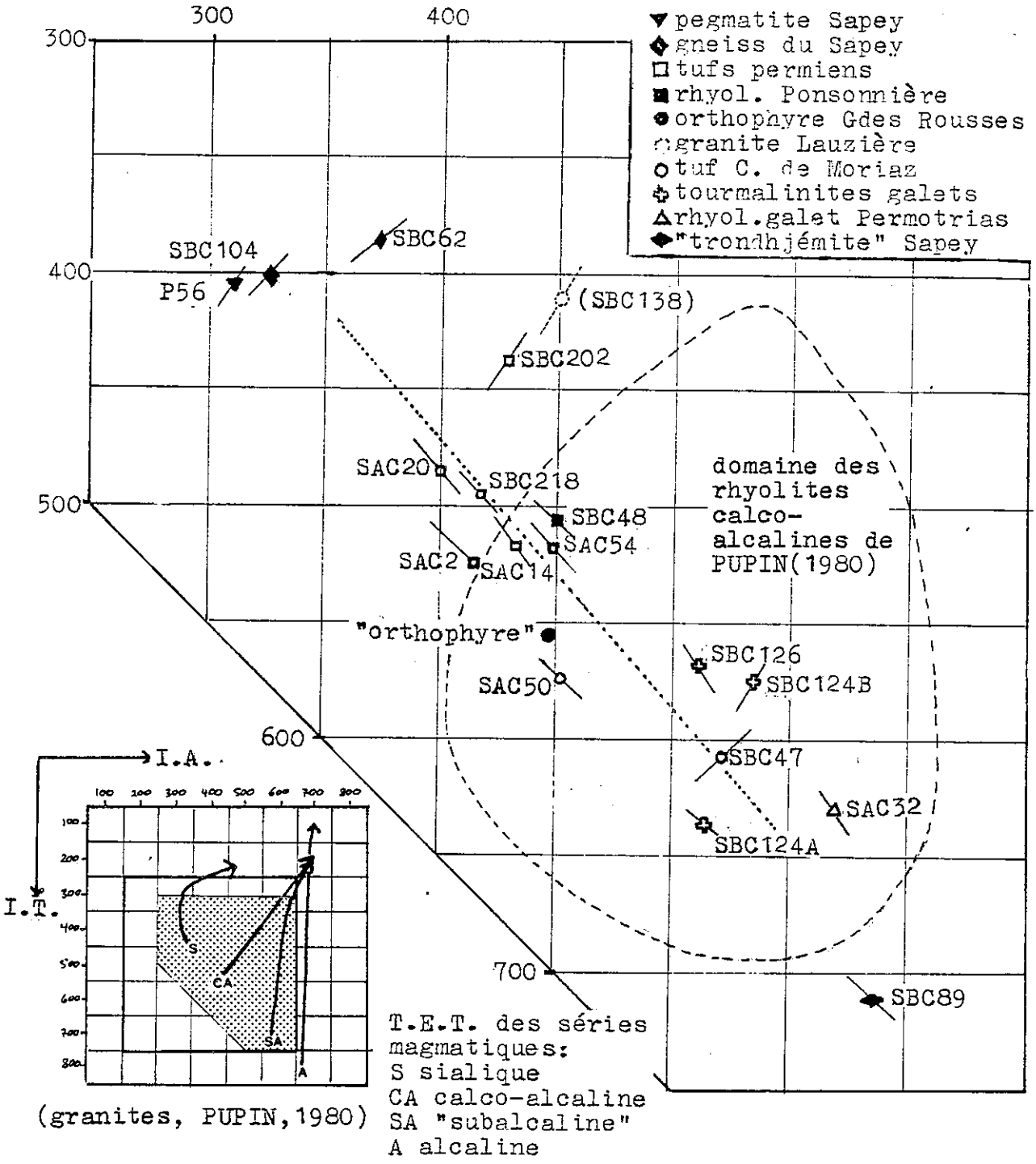


Fig.VI.3 - Situation des points moyens I.A.-I.T. des roches magmatiques (y inclus les "tufs") permo-houillères du terrain d'étude (symboles vides) et de la région avoisinante (symboles pleins). Les petites droites représentent les "tendances d'évolution typologiques" (T.E.T.) des échantillons. L'interprétation est difficile. Le nuage des points est grossièrement aligné sur une droite orientée à peu près à angle droit par rapport aux T.E.T. des séries magmatiques des granitoides (cartouche).

L'âge permien de l'échantillon SBC138, granite de la Lauzière est douteux. Le point moyen de l'orthophyre est extrait d'un travail inédit de Jean-Pierre Pupin.

La rhyolite de la Ponsonnière et celle des galets du Permotrias, l'"orthophyre", les tourmalinites et la plupart des "tufs" permiens se trouvent dans le domaine des rhyolites alcalines de PUPIN(1980).

Cette roche affleure pourtant au sein du complexe du gneiss du Sapey qui, lui-même, forme le pôle de basse température. Cette "trondhjémite" pourrait éventuellement appartenir à la série tholéiitique.

Du Houiller terminal ("orthophyre", tufs des Couches de Moriaz) à travers le Permien (rhyolite de la Ponsonnière, galets de rhyolite du Permotrias) aucune évolution ne peut être discernée. De même, en l'état de nos connaissances, ni une zonation spatiale ni un déplacement de l'activité avec le temps ne sont évidents.

2.3.2 Interprétation de la typologie des zircons

La répartition des points montre que le magmatisme permo-houiller avait un caractère très variable. Il présente à la fois des roches anatectiques, des roches d'apparence calco-alcaline et, peut-être des roches tholéiitiques.

On ne peut que difficilement expliquer les raisons de cette variabilité. L'allongement du nuage de points dans le diagramme typologique selon une droite (I.A.) = 0,86 x (I.T.)-3, à corrélation r = 0,93, et la disposition presqu'à angle droit par rapport aux tendances d'évolution typologiques (T.E.T.) des granitoides, nous a fait penser à des mélanges magmatiques (fig.VI.3).

Nous devons à Jean-Pierre Pupin de nous avoir montré l'insuffisance de nos données et deux objections importantes:
(a) le mélange pourrait, au moins pour les tufs permiens, très bien être détritique et non magmatique;
(b) le travail de GIRAUD,PUPIN et TURCO(1980) semble montrer qu'il existe, dans le volcanisme andésitique et dacitique des T.E.T. comparables à l'alignement trouvé.

Hormis la "trondhjémite", nos roches volcaniques acides se trouvent dans le champ des rhyolites calco-alcalines de PUPIN (1980) défini dans la Corse hercynienne. Il faut peut-être attendre des études sur les régions classiques du magmatisme de subduction et aussi sur celui des grabens continentaux pour pouvoir être sûr des conséquences que l'on peut tirer des caractères de nos zircons. On peut remarquer que les rhyolites du Mont Dore (PUPIN,1983) se trouvent, elles aussi, dans ce même domaine typologique qui n'est alors pas exclusivement réservé à la lignée calco-alcaline.

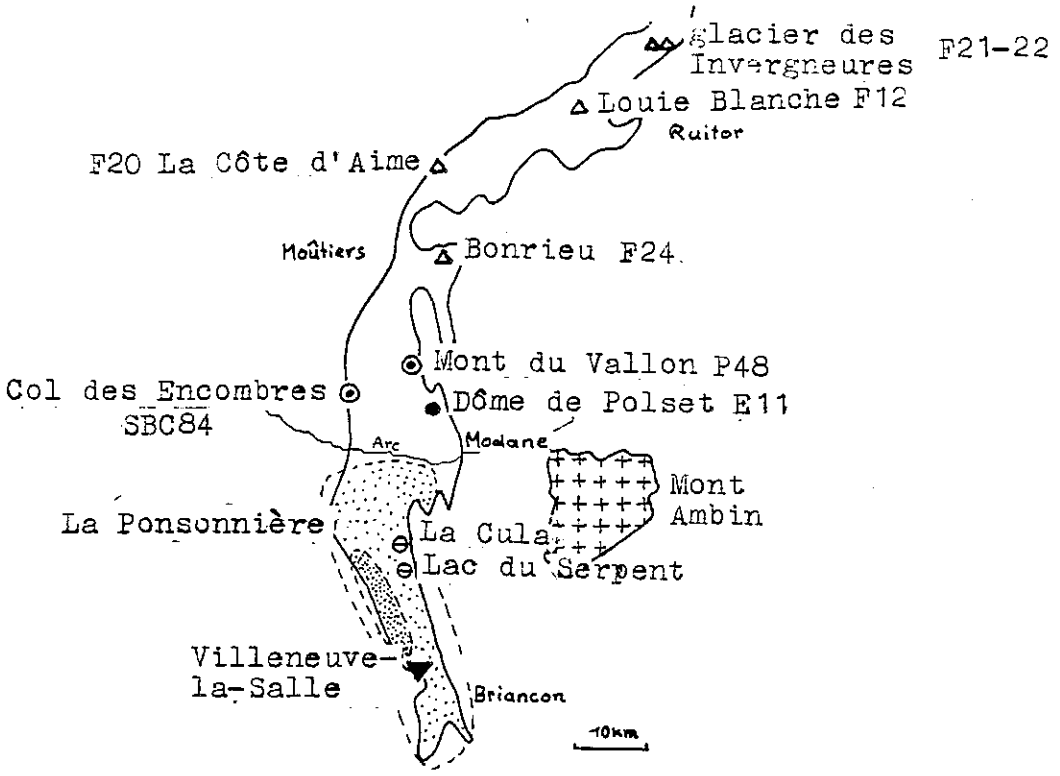


Fig.VI.4 - Localisation des roches basiques intrusives dans la zone houillère et le Mont Ambin:
- △ analyses de FABRE(1961).
- ⊙ dolérite du terrain d'étude (Encombres) et roche verte du Mont du Vallon.
- ● "épidiorite" du Dôme de Polset (ELLENBERGER, 1958).
- ⊖ roches basiques décrites par PIANTONE(1980) et rattachées à la série calco-alcaline des microdiorites.
- ▼ roche basique de Villeneuve-la-Salle (PIANTONE, 1980).
- région étudiée par PIANTONE(1980) et domaine de la plus grande densité d'intrusions microdioritiques.
- le massif du Mont Ambin d'où proviennent les sept analyses de roches basiques permiennes de GAY(1970).

3. LES ROCHES BASIQUES

3.1 INTRODUCTION

PIANTONE(1980) montre l'existence d'une série calco-alcaline entre Valloire et Briançon, mais il décrit aussi les basaltes de Villeneuve-la-Salle étrangers à cette série (tholéiites?). Au nord de l'Arc, FABRE(1961) décrit des filons basiques et des "roches blanches" albitiques. Associées au gneiss du Sapey, on trouve les roches basiques du Vallon qui contiennent des filons albitiques. Nous en avons déjà parlé.

Dans le groupe d'Ambin (Permien du massif d'Ambin), GAY(1970) décrit des roches basiques et des roches claires associées. Ces roches sont très comparables à celles du Vallon. Gay précise que le volume des roches basiques est environ dix fois celui des roches acides.

Déjà FABRE(1955) insiste sur la répartition particulière des roches basiques par rapport aux roches intermédiaires concentrées dans le sud-ouest (fig.VI.4). Il semble logique de penser que ces roches basiques n'appartiennent pas à la série calco-alcaline de Piantone.

3.2 ESSAI DE CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES ROCHES BASIQUES DE LA ZONE HOUILLERE ET DU PERMIEN DU MASSIF D'AMBIN

Nous allons utiliser les analyses correspondantes publiées par Gay, Fabre, Ellenberger et Piantone.

Le premier diagramme (fig.VI.5) de HUGHES(1973) met en évidence le caractère anormalement sodique de beaucoup de ces roches. ELLENBERGER(1958,p93) décrit en effet la roche basique du Mont du Vallon comme une spilite et c'est également le point de vue des auteurs suisses pour les roches basiques du Verrucano glaronnais.

Les diagrammes de MIYASHIRO(1974) semblent particulièrement bien adaptés car ils ne prennent pas en compte les alcalins. Le diagramme TiO_2 - FeOtot/MgO (fig.VI.5) confirme que les roches n'appartiennent pas à la série alcaline. Elles sont d'ailleurs toujours saturées en silice. La répartition des points ne donne aucun alignement. De même ni le triangle Al_2O_3-FeO-MgO (fig.VI.6) ni le diagramme SiO_2-FeOtot/MgO (fig.VI.7) ne permettent de se prononcer sur l'appartenance à la lignée calco-alcaline ou tholéiitique. En revanche, le diagramme FeO-FeOtot/MgO (fig.VI.7) montre l'enrichissement en fer typique du "Fenner-trend" de la série tholéiitique.

Ce résultat demanderait encore confirmation par de nouvelles études.

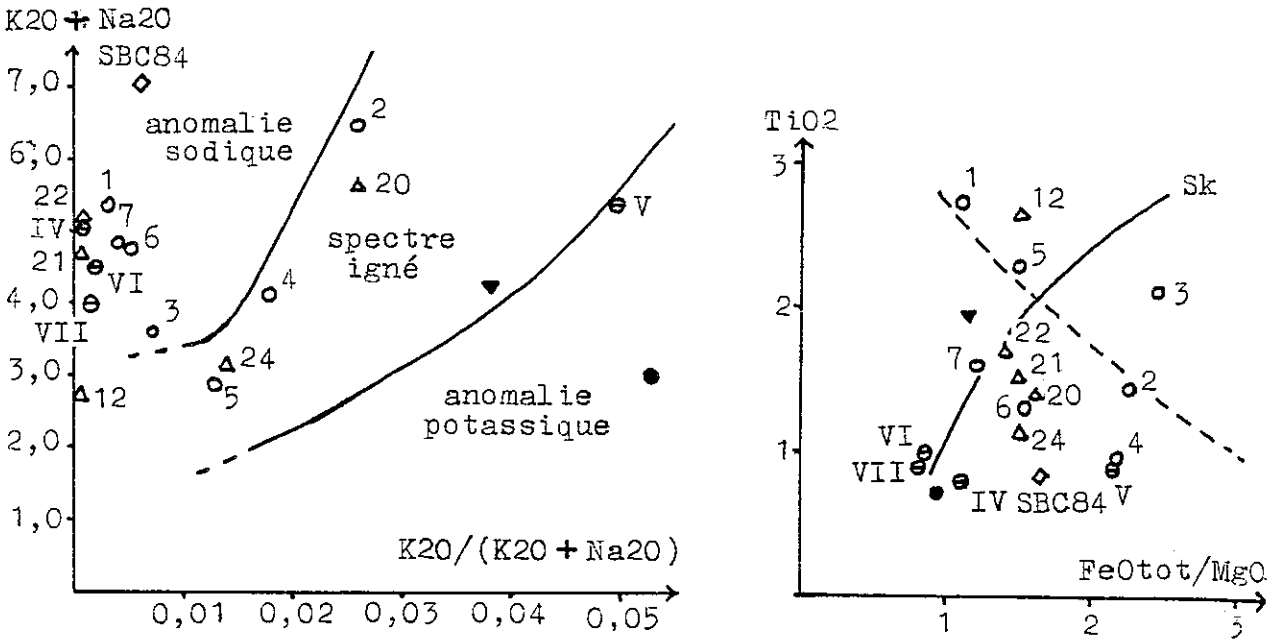


Fig.VI.5 - Géochimie des roches basiques dans le Houiller et le Permien.
Le diagramme de HUGHES(1973), à gauche, montre que beaucoup de ces roches ont été enrichies en soude (albitisation).
Le diagramme TiO2 - FeOtot/MgO de MIYASHIRO(1974), à droite, est difficilement interprétable; Sk liquides du Skaergard, en tireté la limite inférieure du domaine des basaltes alcalins d'après LEFEVRE(1979).
Analyses reportées (corrigées pour la perte au feu):
○ sept "prasinites" du groupe d'Ambin (Permien), Nos.1 à 7 de GAY(1970),
△ cinq roches vertes intrusives dans le Houiller de Tarentaise, Nos. 12,20,21,22,24 de FABRE(1961),
⊖ quatre dolérites de la haute vallée de Névache, analyses IV,V,VI,VII de PIANTONE(1980),
▼ la moyenne de deux analyses des basaltes de Villeneuve-la-Salle de PIANTONE(1980),
● "épidiorite" du Dôme de Polset, No.11 d'ELLENBERGER(1958),
◇ dolérite du Petit Col des Encombres du terrain d'étude, SBC84.

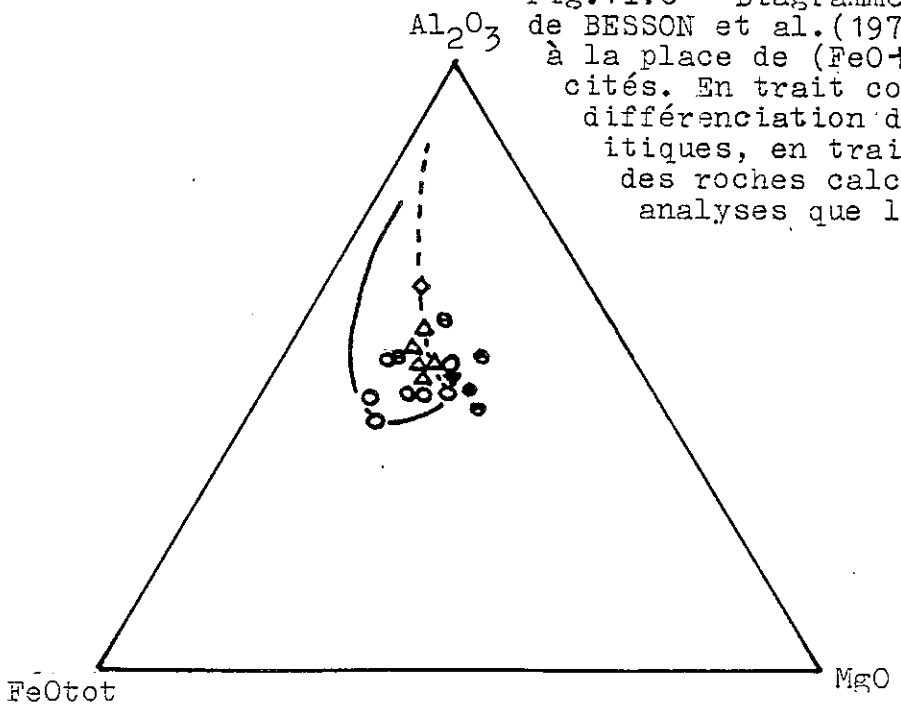


Fig.VI.6 - Diagramme Al203 - FeO - MgO de BESSON et al.(1974), mais avec FeOtot à la place de (FeO+Fe203) des auteurs cités. En trait continu la lignée de différenciation des roches tholéiitiques, en trait interrompu celle des roches calco-alcalines. Mêmes analyses que la figure précédente.

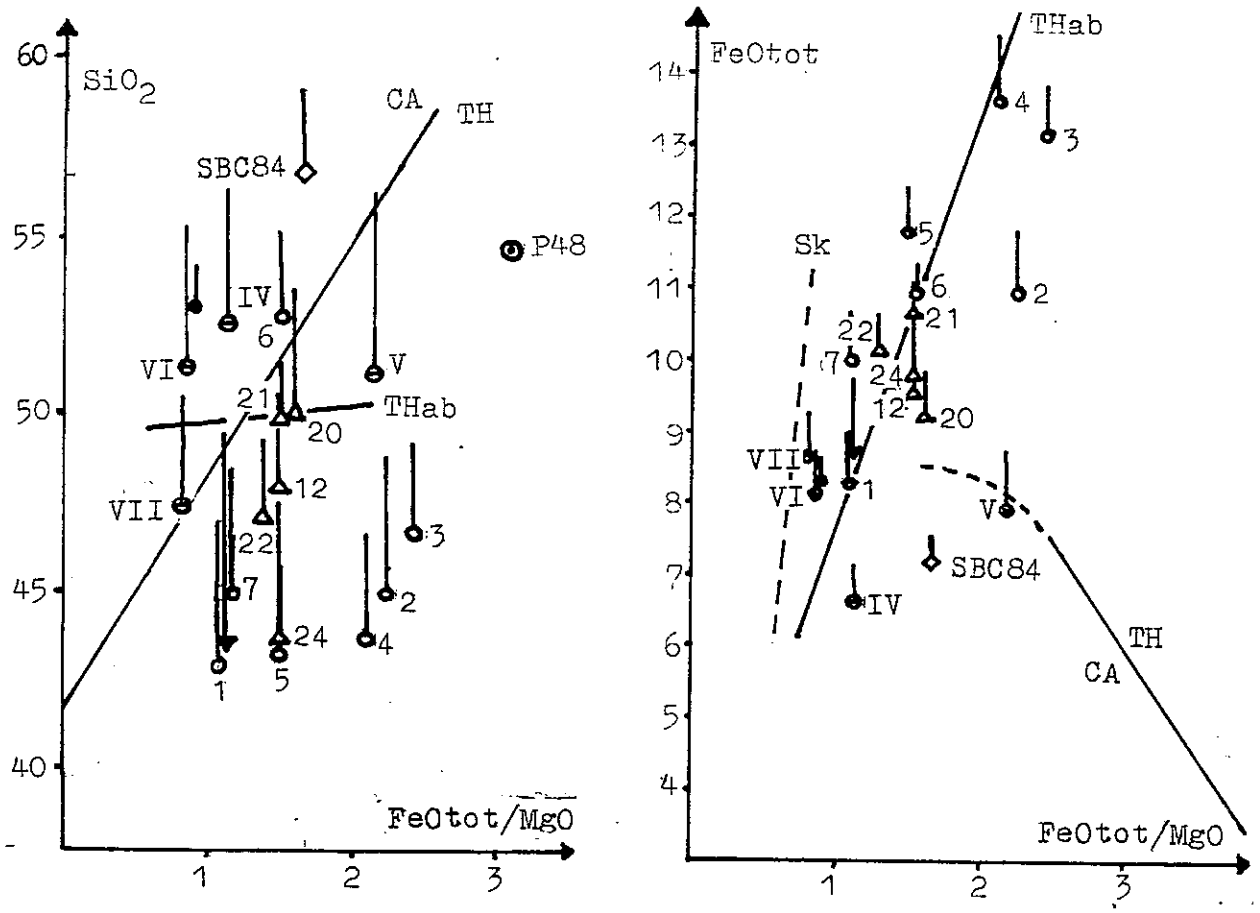


Fig.VI.7 - Diagrammes SiO2 - FeOtot/MgO et FeOtot - FeOtot/MgO de MIYASHIRO(1974). CA/TH domaines respectifs des séries calco-alcaline et tholéiitique. THab tholéiites abyssales. Sk Skaergard. Mêmes analyses que les deux figures précédentes. Les traits verticaux indiquent la variation avec la correction de la perte au feu. Sur le diagramme SiO2 - FeOtot/MgO nous avons rajouté l'échantillon P48, roche verte du Vallon, selon les résultats de la diffraction RX.

Ces deux diagrammes semblent indiquer un caractère tholéiitique de certains échantillons. Celui-ci est assez prononcé chez les échantillons 2,3,4 et 5 de Gay, à un moindre degré chez les autres échantillons de Gay et chez les échantillons de Fabre.

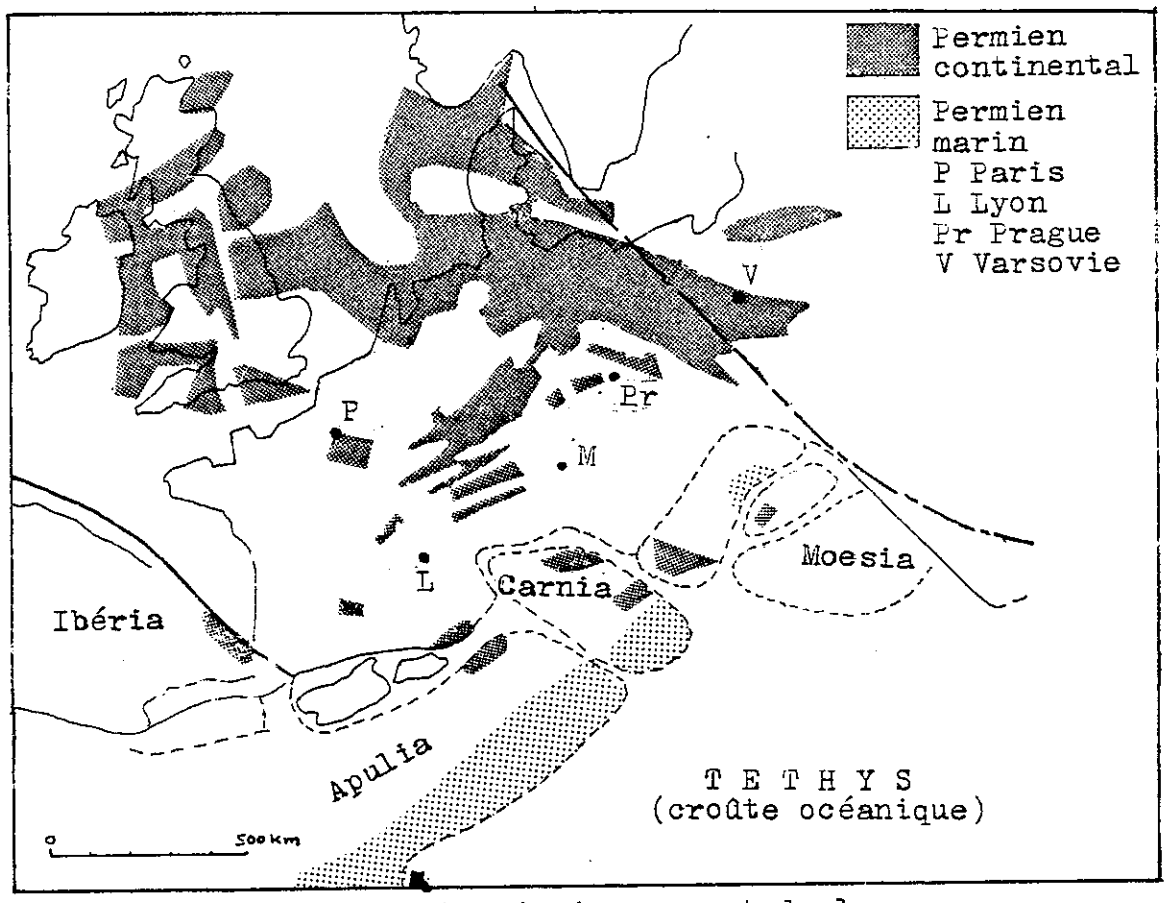


Fig.VI.8 - Paléogéographie de l'Europe au Permien, simplifiée d'après LORENZ et al.(1976). L'Europe et l'Italie du nord ("Carnia") ainsi que l'Italie péninsulaire ("Apulia") sont encore soudées. On observe l'allongement de direction "hercynienne" ou "cévenole" des bassins permiens entre Lyon, Paris et Prague.

4. CONCLUSION SUR L'ETUDE DU MAGMATISME PERMO-HOUILLER

La vue d'ensemble du magmatisme permo-houiller de la région permet de souligner les larges variations de son caractère: On y trouve des roches appartenant à différentes lignées magmatiques.

(a) La "serie anatectique" est représentée par le gneiss du Sapey, granite d'anatexie permien, mis en place à faible profondeur et gneissifié à l'Alpin.

(b) A la série calco-alcaline semblent devoir être attribuées de nombreuses roches surtout des volcanites acides en raison de leur populations de zircons proches de celles des rhyolites calco-alcalines de PUPIN(1980)(fig.VI.3). PIANTONE(1980) a montré, par une étude géochimique, le caractère calco-alcalin des dolérites, microdiorites et microgranites de la région avoisinante au sud.

(c) Les roches basiques dans le nord et l'est de la zone houillère et dans le massif d'Ambin ne sont pas associées à des roches intermédiaires et n'appartiennent donc pas à la série calco-alcaline. Une ébauche d'étude géochimique semble montrer que certaines de ces roches sont de nature tholéiitique ("Fenner trend").

LORENZ et al (1976) proposent pour le Permien d'Europe un modèle analogue à la "basin and range province" des Etats Unis avec un volcanisme bimodal, basaltique et rhyolitique. En effet, au Permien, avant le "rifting" entre la microplaque de l'Italie du nord et l'Europe, notre région se trouvait dans un vaste domaine continental caractérisé par des horsts et grabens de direction hercynienne (cévenole).

Le magmatisme de l'est de la zone houillère peut se concevoir dans un tel contexte: les basaltes probablement tholéiitiques et le granite d'anatexie du gneiss du Sapey auraient pu naître sur une faille profonde (paléo-accident de Chavière) dans un domaine cratonique.

Le volcanisme calco-alcalin de la partie ouest est problématique. Un volcanisme de subduction parait invraisemblable, mais la comparaison avec la Corillère Orientale des Andes montre qu'une distance de 500 km de la Tethys (fig.VI.8) ne suffit pas pour l'exclure.

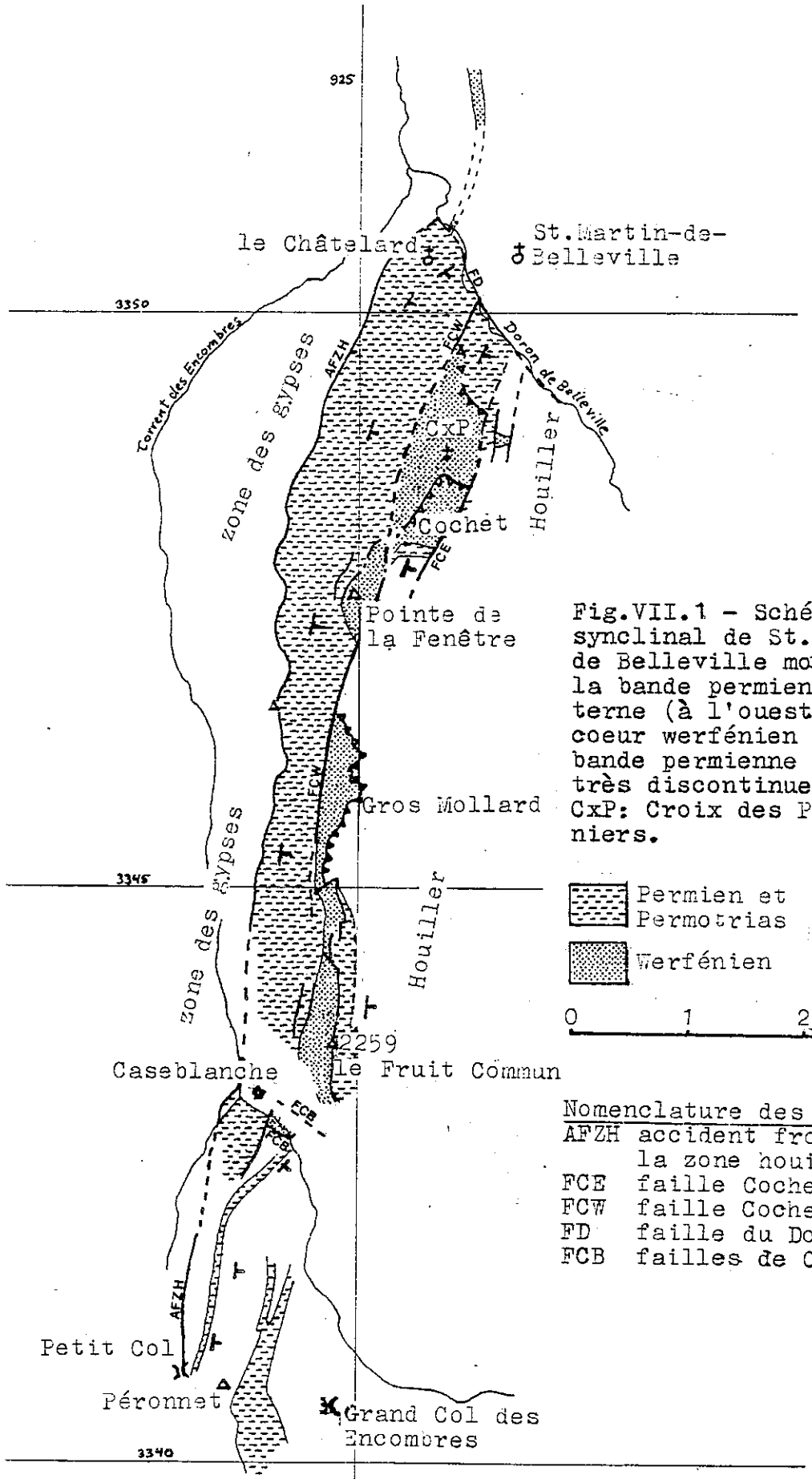


Fig.VII.1 - Schéma du synclinal de St.Martin de Belleville montrant la bande permienne externe (à l'ouest), le coeur werfénien et la bande permienne interne, très discontinue à l'est. CxP: Croix des Prisonniers.

Permien et Permotrias

Werfénien

schistosité

0 1 2 3 km

Nomenclature des accidents:

AFZH	accident frontal de la zone houillère
FCE	faille Cochet-est
FCW	faille Cochet-ouest
FD	faille du Doron
FCB	failles de Caseblanche

TECTONIQUE

1. INTRODUCTION

1.1 AVERTISSEMENT

Pendant la campagne de l'été 1981, Francis Lillie, tectonicien de Minatome, a travaillé durant deux semaines sur notre terrain et a résumé les résultats dans un rapport interne (LILLIE, 1982). Je l'ai accompagné lors de ses levers et d'importantes parties de ce chapitre sont nées des discussions avec lui.

1.2 CADRE STRUCTURAL

Notre terrain, le synclinal de St.Martin de Belleville (fig.VII.1), recouvre l'extrême bordure externe de la zone houillère (fig.VII.2). L'accident qui sépare cette dernière de la zone subbriançonnaise est une discontinuité majeure dans l'édifice alpin. Dans la région, sa direction est nord-sud et son pendage varie entre 35°E et 90°.

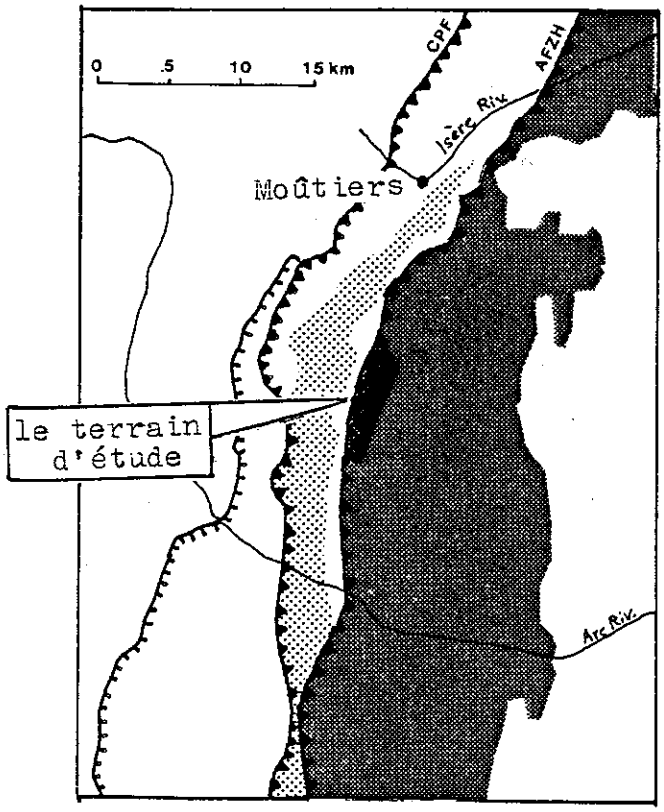


Fig.VII.2- Le terrain d'étude (en noir au centre) occupe la bordure externe de la zone houillère qui y est limitée par son accident frontal (AFZH). De l'autre côté de cet accident, il suit la "zone des gypses du Pas du Roc", laissée en blanc, puis la zone subbriançonnaise proprement dite (et au nord la zone valaisane). Celles-ci sont limitées, côté externe, par le chevauchement pennique frontal (CPF) mettant en contact les zones internes et externes. Un chevauchement à l'intérieur de ces dernières individualise l'écaille ultradauphinoise.

Cet accident est jalonné par la "zone des gypses du Pas du Roc" (BARBIER,1948) dans laquelle des gypses du Keuper emballent des bloc-klippes de faciès briançonnais et subbriançonnais. La signification de cet accident et notamment l'ampleur du chevauchement ou du décrochement sont toujours discutées (VIALON,BOUDON et al.1976; BOUDON et al.1976; RICOU,1980; BEACH,1981; MAURY et al.1983).

Un certain chevauchement de la zone houillère sur la zone subbrianconnaise est visible:
- dans la fenêtre de l'Argentière (Hautes Alpes) où le chevauchement atteint une flèche d'au moins 7 km (BARBIER et al.1963,p352);
- au Galibier, où le Houiller de Roche-Colombe forme la semelle de la dalle triasique chevauchante du Grand Galibier.

P.TERMIER(1902) voit une nappe dans la zone houillère. Il écrit (p417): "un puits foré à Briançon rencontrerait probablement sous le Houiller des assises éocènes" (le Flysch des Aiguilles d'Arves).

Sur le terrain d'étude, l'intensité de la déformation augmente de l'est vers l'ouest à l'approche de l'accident.

2. LA STRUCTURE GENERALE DU TERRAIN

(le synclinal de St.Martin de Belleville)

Le Permien, le Permotrias et le Werfénien du terrain d'étude apparaissent dans la zone houillère à la faveur d'une structure synclinale N20 déversée vers l'ouest (fig.VII.1 et 2 à 6) dit le synclinal de St.Martin de Belleville (BARBIER,1948).

Il comprend:
- à l'ouest, le flanc normal qui forme la bande permienne externe continue sur une dizaine de km et large de 500 à 1000 m;
- au milieu, le coeur werfénien qui comprend des quartzites, mais aussi des cargneules et gypses du Werfénien supérieur;
- à l'est, le flanc inverse formant la bande permienne interne discontinue.

Dans le détail, ce synclinal est plus complexe, comme on le verra dans la suite. Nous allons dans la suite décrire séparément les déformations dans le Permien et dans les quartzites, car la forte différence de compétence entre ces deux unités empêche les corrélations entre les structures respectives.

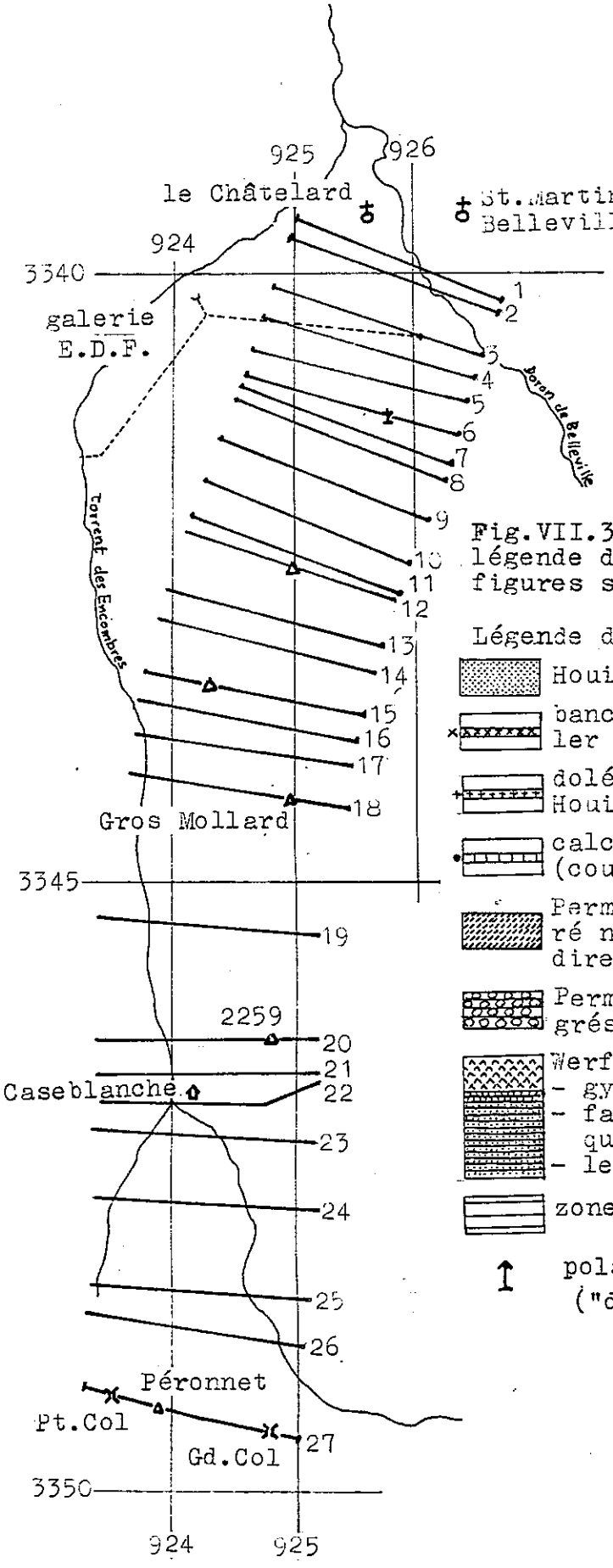


Fig.VII.3 - Plan de situation et légende des coupes sériées des figures suivantes (VII.4 à 6).

Légende des coupes sériées

- Houiller
- banc de tuf dans le Houiller (coupes 24 à 27).
- dolérite intrusive dans le Houiller (coupe 26).
- calcaire "éopermien" (coupes 25 et 27).
- Permien schisteux (le figuré ne veut pas indiquer de direction).
- Permien et Permotrias gréso-conglomératiques.
- Werfénien, de haut en bas:
  - gypses et cargneules,
  - faciès sommital des quartzites,
  - les quartzites.
- zone subbriançonnaise.
- polarité ("direction of younging").

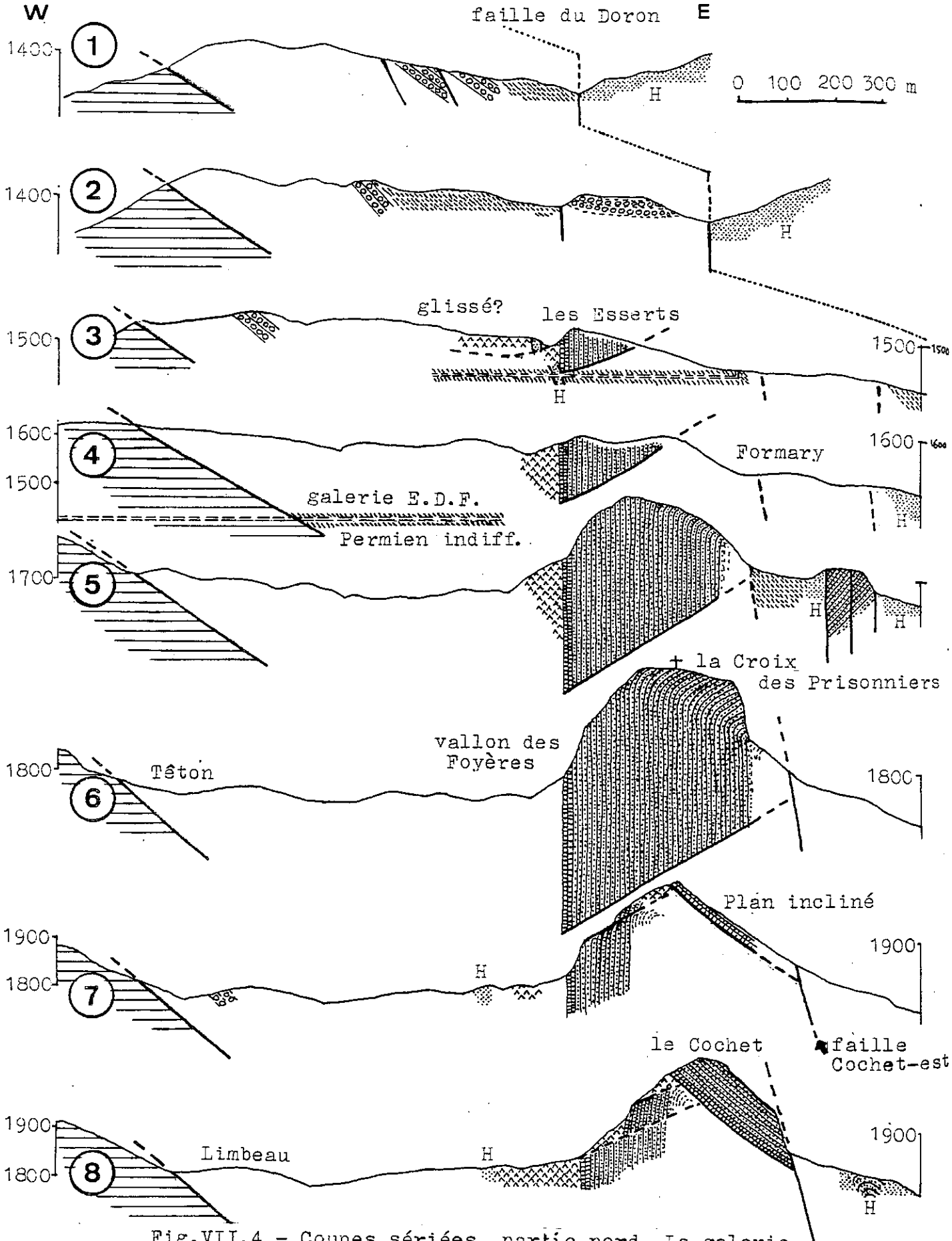


Fig.VII.4 - Coupes sériées, partie nord. La galerie E.D.F. est entièrement bétonnée. La coupe fournie par l'E.D.F. n'indique que du Permien indifférencié.

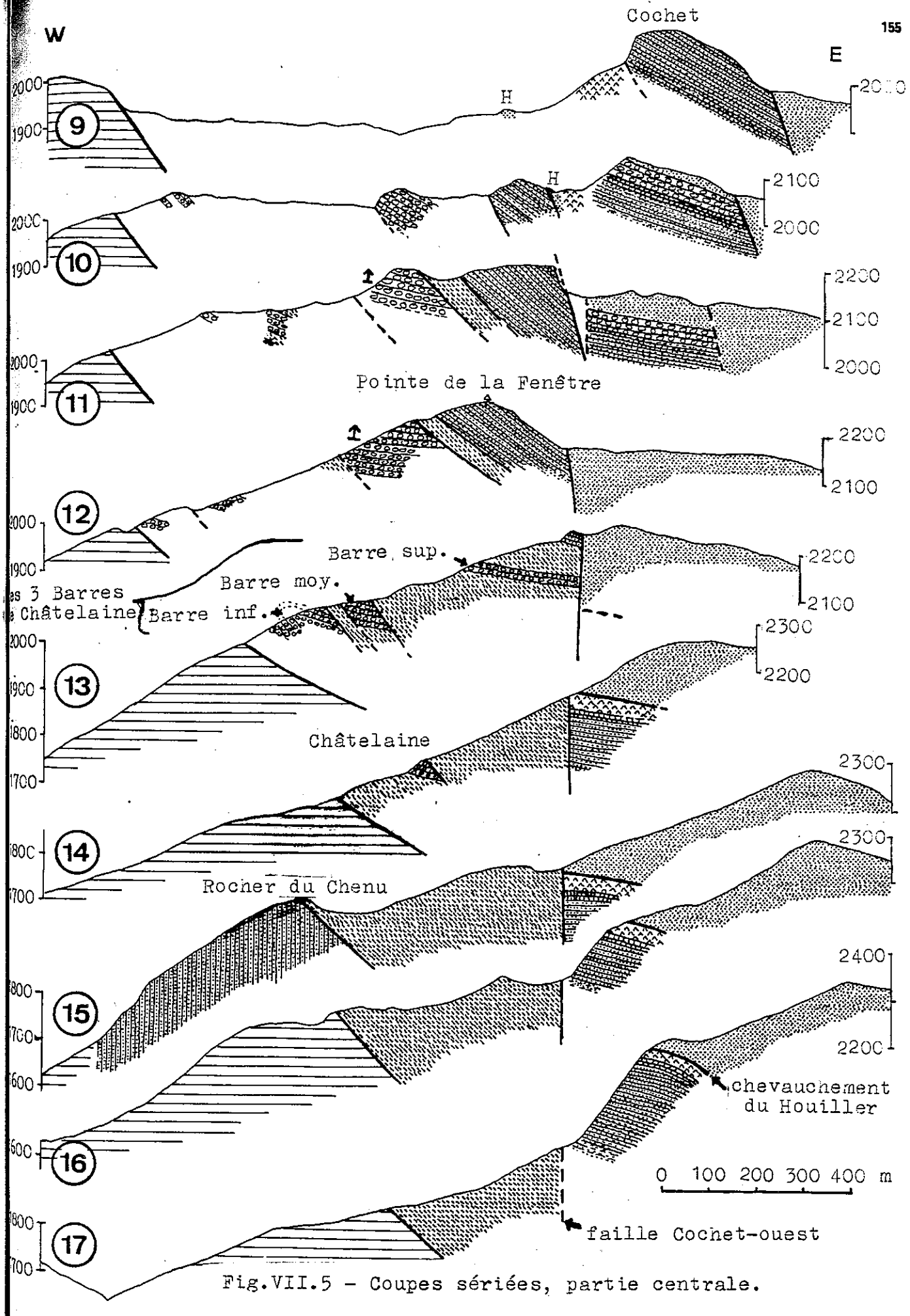


Fig.VII.5 - Coupes sériées, partie centrale.

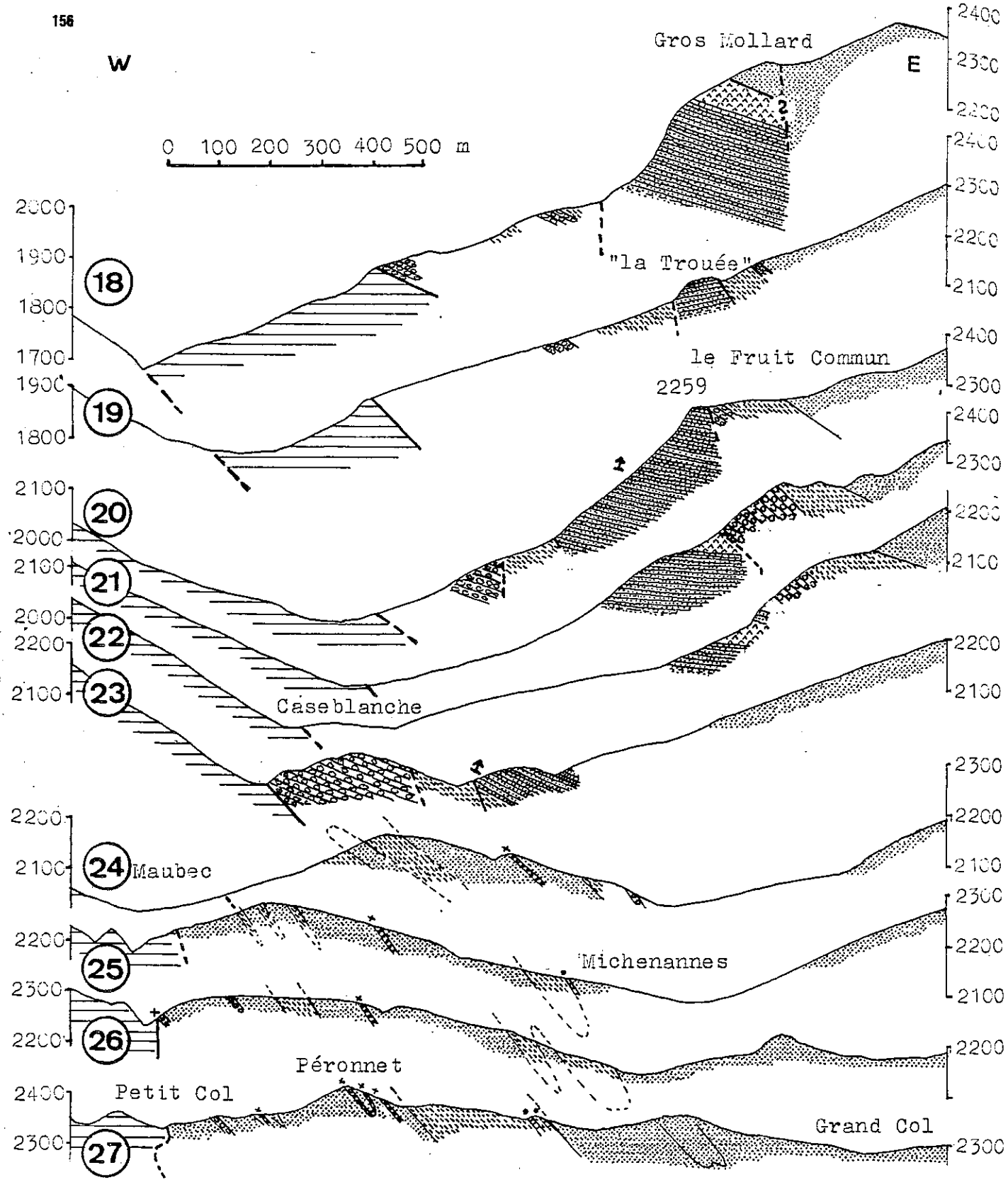


Fig.VII.6 - Coupes sériées, partie sud. Les quartzites werféniens disparaissent avec la coupe 23. Plus au sud, on observe des plis serrés déversés vers l'ouest dans le Houiller sommital à bancs de "tuf" volcanique (Couches de Moriaz), et un Permien constitué en majorité par des schistes rouges, mais où apparaissent aussi (coupe 27) les calcaires "éopermiens".

3. LES DEFORMATIONS SYNSCHISTEUSES DANS LE PERMIEN

3.1 INTRODUCTION

Dans le Permien, les déformations plicatives synschisteuses dominent sur les déformations cassantes. Il convient cependant, avant de les décrire de souligner l'importance du fauchage dont il faut beaucoup se méfier.

3.2 LE FAUCHAGE

Pratiquement aucune mesure de pendage faite sur affleurement dans le Permien ne représente correctement le pendage observé en forage, où il est en général de 10 à 20° plus fort.

Si la schistosité est conforme à la pente, les crochons du fauchage arrivent très couramment à renverser le pendage (fig. VII.7). L'envergure que peut prendre ce phénomène a été montré dans un forage: après avoir traversé le sol végétal, on a trouvé un schiste rouge carottable avec un pendage d'environ 40°; puis, vers 7 m de profondeur, la schistosité est devenue parallèle à l'axe du forage; le pendage définitif et correcte n'a été trouvé qu'à partir de 15 m. Ces variations de pendage traduisent un important crochon de fauchage.

Les crochons, ainsi d'ailleurs que les déformations par glissement de terrain, peuvent parfois faire croire à de véritables plis (fig.VII.8).

3.3 LA DEFORMATION PRINCIPALE (Dp)

3.3.1 La schistosité principale (Sp)

C'est le trait dominant qui l'emporte sur la stratification. Sa direction est N à NE et son pendage 45 à 70°E. C'est une schistosité de flux (LILLIE, 1982).

L'intensité de la déformation se montre par:

- un taux d'aplatissement de l'ordre de 2 à 5 (LILLIE, 1982). Les galets des conglomérats ne sont cependant pas encore déformés à cause de l'abondance de la matrice ("effet de matrice");
- le caractère cisaillant, voir mylonitique, de certains niveaux de la schistosité Sp;
- la forte transposition ou l'oblitération de la stratification.

Dans les niveaux conglomératiques, on observe une réorientation des intercalations schisteuses et charbonneuses accompagnée de fluage et de migration à l'échelle métrique.

A plus grande échelle, des mouvements sur la schistosité découpent et isolent des corps gréseux.

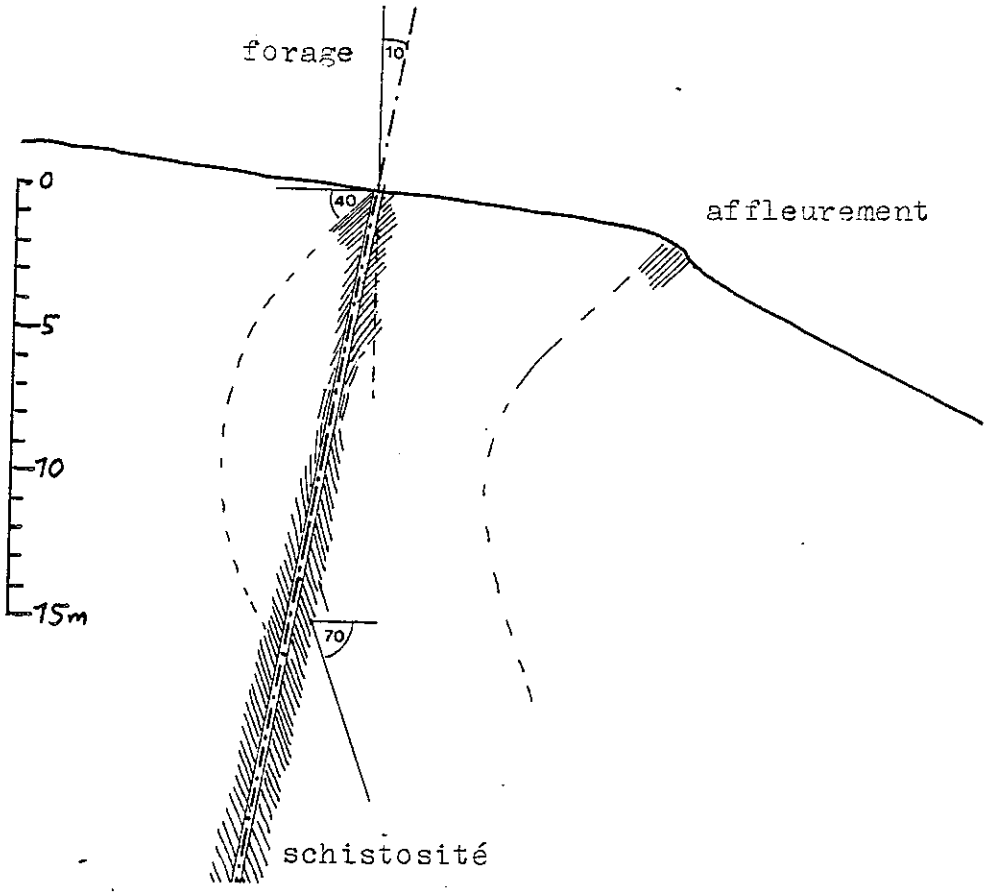


Fig.VII.7 - Grand crochon de fauchage mis en évidence par un forage sur le terrain d'étude.

Fig.VII.8 - "Faux plis" dans un glissement ancien dans les schistes rouges. Ces "plis" sont entièrement composés de petits fragments droits. Ruisseau des Vernes au SW du Pont du Doron.

3.3.2 Les plis principaux (Pp)

Il semble s'agir de plis de la stratification auxquels est liée l'apparition de Sp. Quelques charnières sont visibles à l'extrême sud du terrain (secteur du Péronnet, fig.VII.9). Elles montrent un style en chevron faiblement déversé vers l'ouest. Dans le Houiller, au Grand Col des Encombres, FABRE (1961) décrit déjà un grand pli en "W" (fig.VII.10).

Dans les parties centrale et septentrionale du terrain, les plis ne sont plus observables directement. Lorsque la stratification (So) est visible, elle montre dans la plupart des cas une obliquité avec Sp, de l'ordre de 20 à 40°, et on observe les deux types de relation suivants:

- So moins pentée que Sp,
- So plus pentée que Sp.

Ceci traduit (RODGERS, 1962) l'existence de plis qui associent le ploiement de So à la formation d'une schistosité de plan axial.

Dans les parties centrale et septentrionale du terrain, seules les constructions géométriques (fig.VII.11) suggèrent l'existence de plis.

Fig.VII.9 - Synclinal en chevron déversé vers l'ouest de schistes noirs dans les Couches de Moriaz (Houiller terminal) entre le Petit Col des Encombres et le Perronnet.

On remarquera les rapports So/Sp du flanc normal à gauche et du flanc inverse à droite. Les discontinuités à faible pendage ouest sont des fentes de distension. Au-dessus du marteau à droite, on voit des riedels nés du mouvement sur la schistosité dans le flanc inverse.

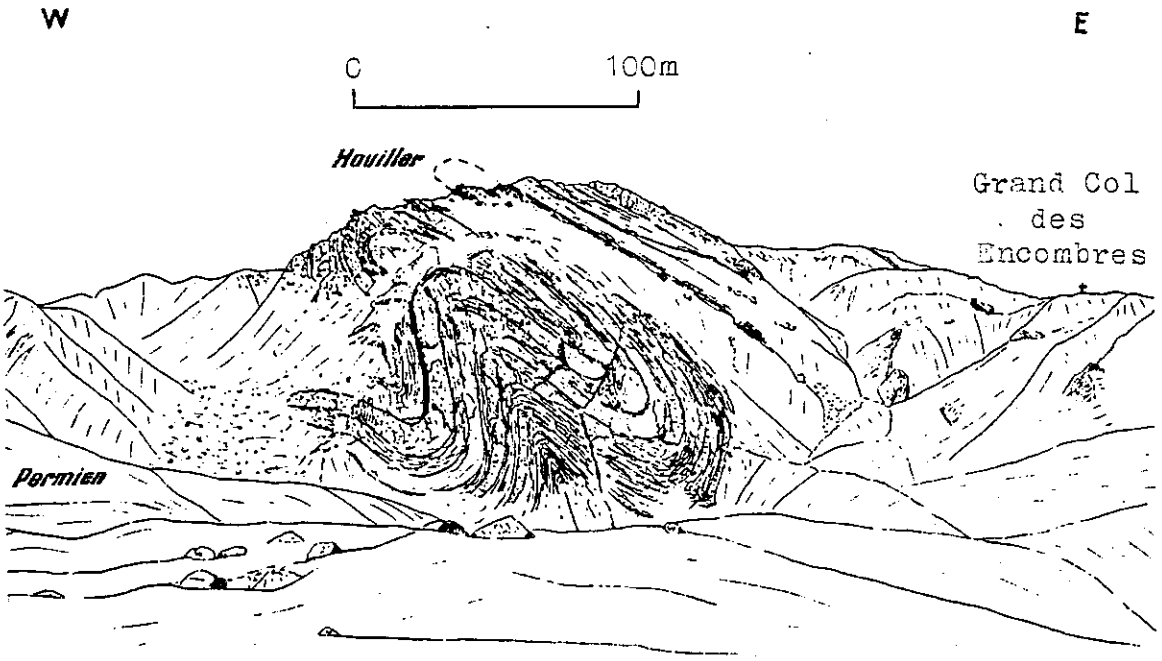
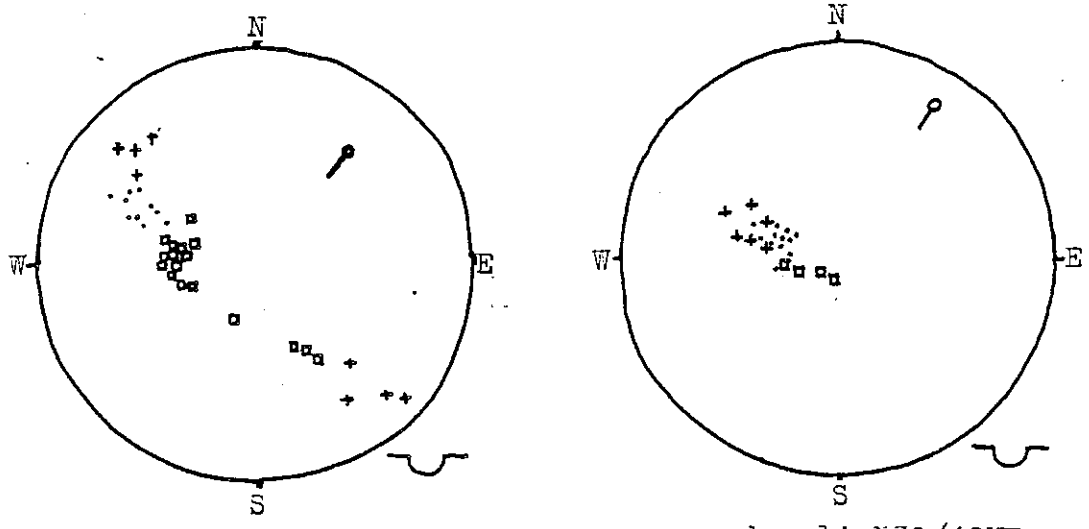


Fig.VII.10 - Dessin du grand pli en "W" à l'ouest du Grand Col des Encombres. Figure tirée de FABRE(1961).



axe du pli N40/20NE

axe du pli N30/10NE

□ stratification, flanc normal

\+ stratification, flanc inverse

• schistosité principale Sp

Fig.VII.11 - Deux canevas illustrant les plis synschisteux de la déformation "principale". Les mesures du canevas de gauche ont été faites sur la belle charnière anticlinale visible au nord du Peronnet.

Celui de droite, dû à F.Lillie, montre la continuité de ce style de déformation dans le nord du terrain où aucune charnière n'est plus visible. Il regroupe des mesures faites sur les barres inférieure et moyenne de Châtelaine.

On remarquera, sur les deux canevas, le plongement axial vers le nord. L'hémisphère inférieure a été utilisée.

3.4 LA DEFORMATION DE CRENULATION

Elle ne s'exprime que dans des "couloirs de déformation" dans les schistes (fig.VII.12A). Ils interrompent et décalent les barres conglomératiques et se répètent parfois plusieurs fois sur une même transversale, par exemple entre les barres de Châtelaine (fig.VII.5, coupe 13).

La schistosité de crénulation (Sc) est formée par les flancs de plisottements centimétriques, rarement métriques. Ces derniers sont visibles dans la falaise surplombante permienne au nord du col de la Fenêtre. On les reconnait au fait qu'ils tournent à la fois Sp et So.

Le mouvement sur Sc est inverse, la vergence ouest, comme dans la déformation principale. Cette crénulation se distingue par sa géométrie (fig.VII.12B) de l'"extensional crenulation cleavage" de PLATT(1980) qui aurait le mouvement opposé.

Les plis Pc sont coaxiaux avec les plis Pp et les deux déformations paraissent répondre à la même orientation des contraintes. La légère différence des direction mésurées s'explique par le plongement des structures vers le nord.

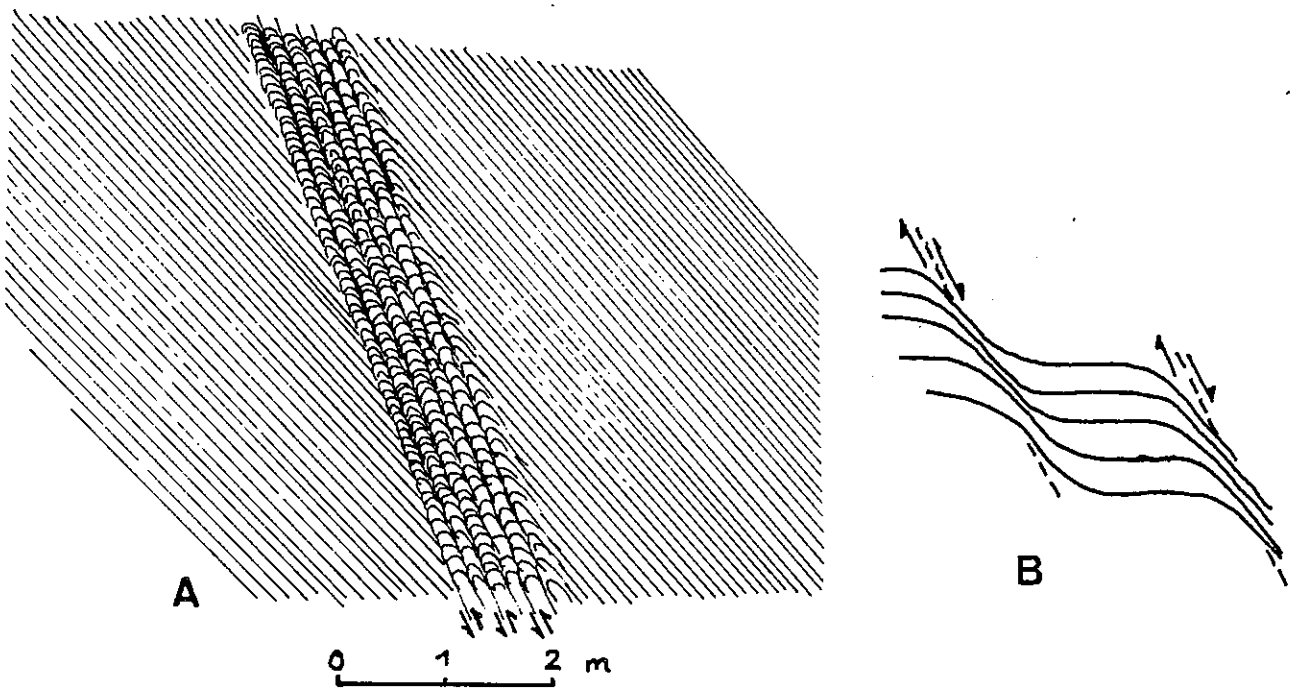


Fig.VII.12 - Illustration de la schistosité de crénulation (Sc).
A: sa disposition en "couloir de déformation" et sa relation avec la schistosité principale (Sp).
B: la différence de géométrie entre cette crénulation et l'"extensional crenulation cleavage" de PLATT(1980) qui aurait le mouvement inverse.

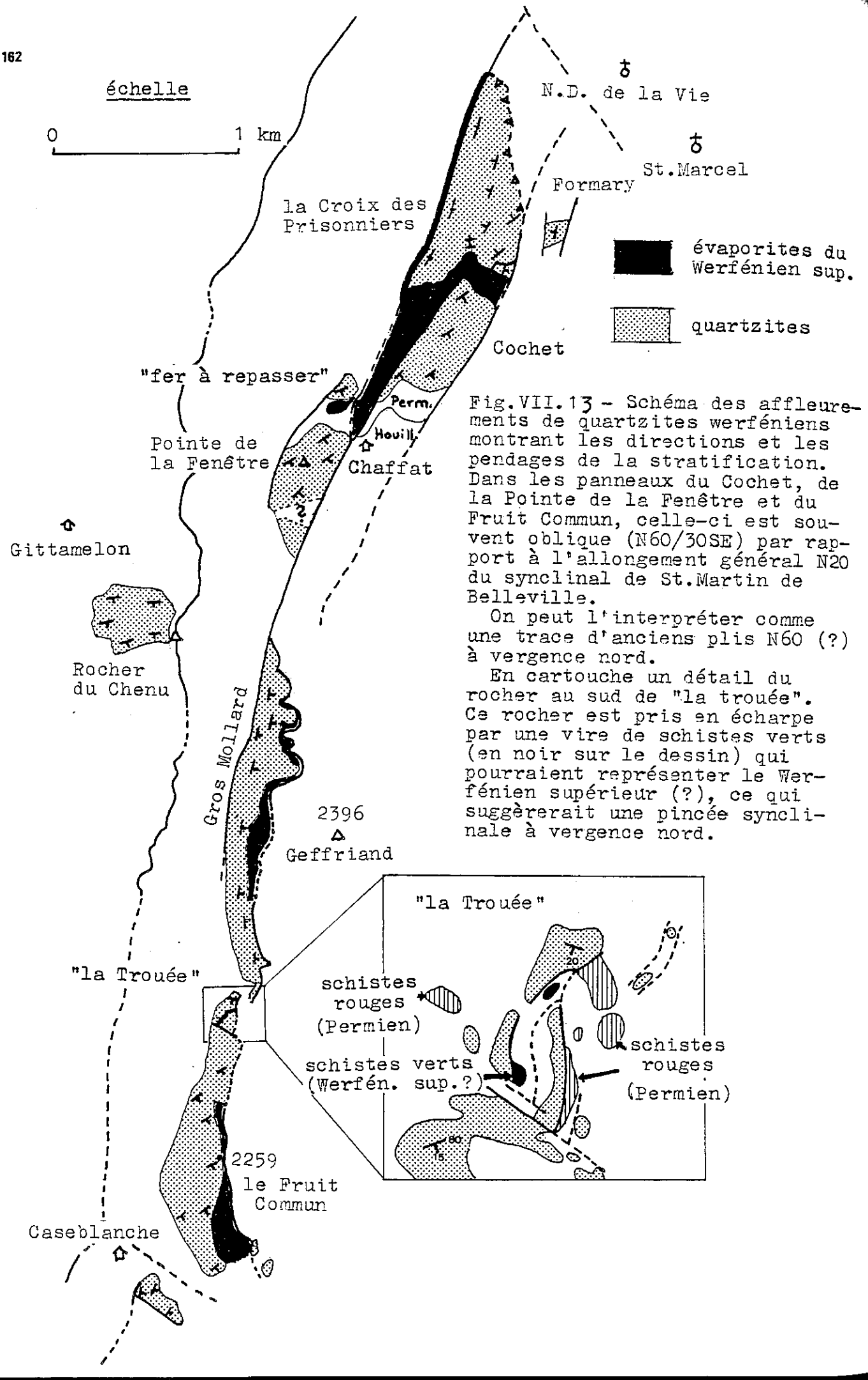


Fig.VII.13 - Schéma des affleurements de quartzites werféniens montrant les directions et les pendages de la stratification. Dans les panneaux du Cochet, de la Pointe de la Fenêtre et du Fruit Commun, celle-ci est souvent oblique (N60/30SE) par rapport à l'allongement général N20 du synclinal de St.Martin de Belleville.

On peut l'interpréter comme une trace d'anciens plis N60 (?) à vergence nord.

En cartouche un détail du rocher au sud de "la trouée". Ce rocher est pris en écharpe par une vire de schistes verts (en noir sur le dessin) qui pourraient représenter le Werfénien supérieur (?), ce qui suggèrerait une pincée synclinale à vergence nord.

4. LA DEFORMATION DES QUARTZITES

En raison de leur pauvreté en phyllosilicates et de leur grande compétence, les quartzites werféniens du coeur du synclinal de St.Martin de Belleville n'ont pas été affectés par la schistosité. L'orientation de la stratification y est en général bien observable et les figures sédimentaires permettent parfois de déceler la polarité stratigraphique. Les mesures systématiques ont montré que la stratification est très souvent orientée environ N60/30SE, non conforme à la direction générale N20 de la déformation principale (fig.VII.13). L'idée qu'il pourrait s'agir là de temoins d'anciens plis transverses m'a été donnée par Francis Lillie lors de sa venue sur le terrain et elle s'est précisée et confirmée depuis.

En effet, cette bande werfénienne qui se présente à première vue comme une suite de panneaux découpés et entassés en dèsordre, montre une certaine logique.

Du Werfénien supérieur évoporitique s'insinue entre les quartzites de la Croix des Prisonniers, à polarité normale, et ceux du Cochet, à polarité inverse et à pendage SE. Cette disposition se répète dans les panneaux du "fer à repasser" et de la Pointe de la Fenêtre où cependant les polarités n'ont pas pu être reconnues.

A "la Trouée" (fig.VII.13, cartouche), une bande schisteuse (Werfénien supérieur probable) à pendage sud sépare deux blocs de quartzites et là aussi il pourrait s'agir d'un ancien synclinal déverse vers le nord.

Finalement, au Fruit Commun, on trouve, au-dessus de quartzites à polarité normale et à pendage SE, des évaporites du Werfénien supérieur et des restes d'un flanc inverse fortement tectonisé.

On peut alors schématiquement reconstituer des plis transverses à vergence nord (fig.VII.14) plus anciens que les plis "principaux", N20. Cette déformation transverse dont les traces ont été conservées dans les quartzites, ont certainement aussi affecté le Permien, mais la forte reprise par la déformation principale en a effacé toutes les traces et aucune schistosité antérieure à la principale a pu être reconnue avec certitude.

La superposition de deux phases nettement différentes a des conséquences importantes pour l'interprétation des rapports schistosité/stratification (fig.VII.15) car la polarité tectonique,

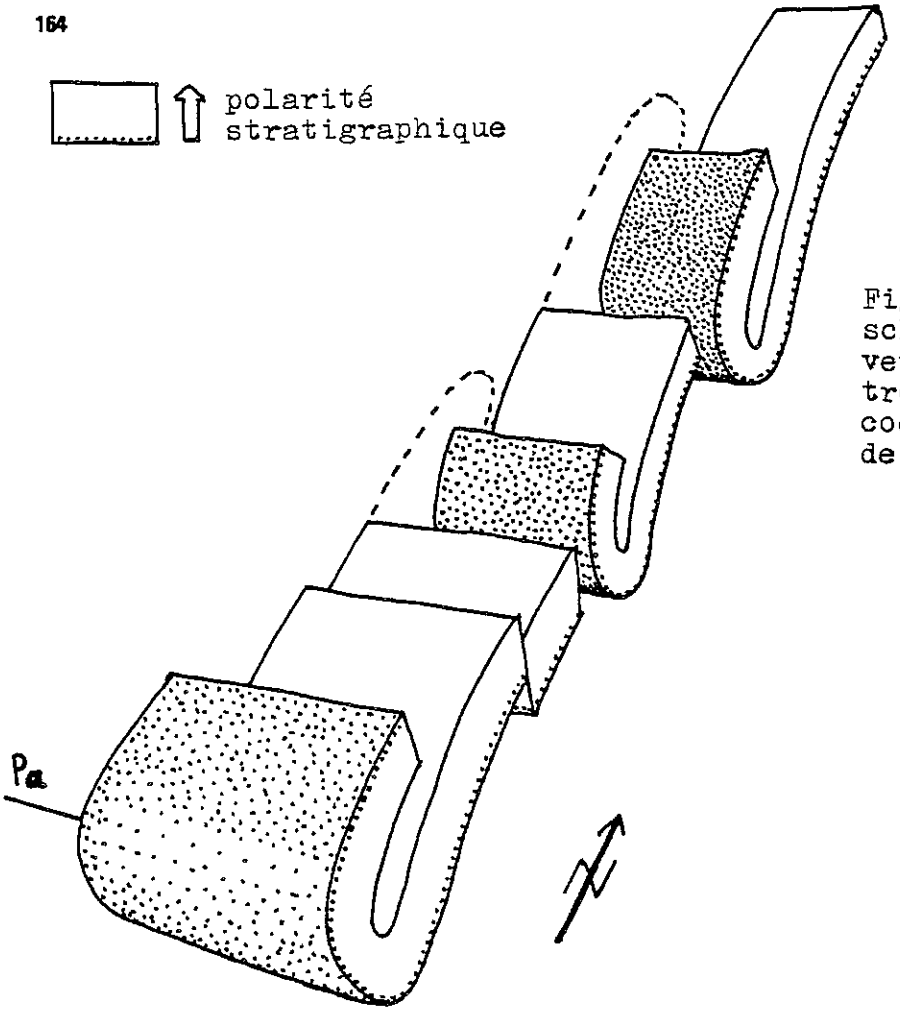


Fig.VII.14 - Reconstitution schématique des plis transverses anciens (Pa) dont on trouve la trace dans le coeur werfénien du synclinal de St.Martin de Belleville.

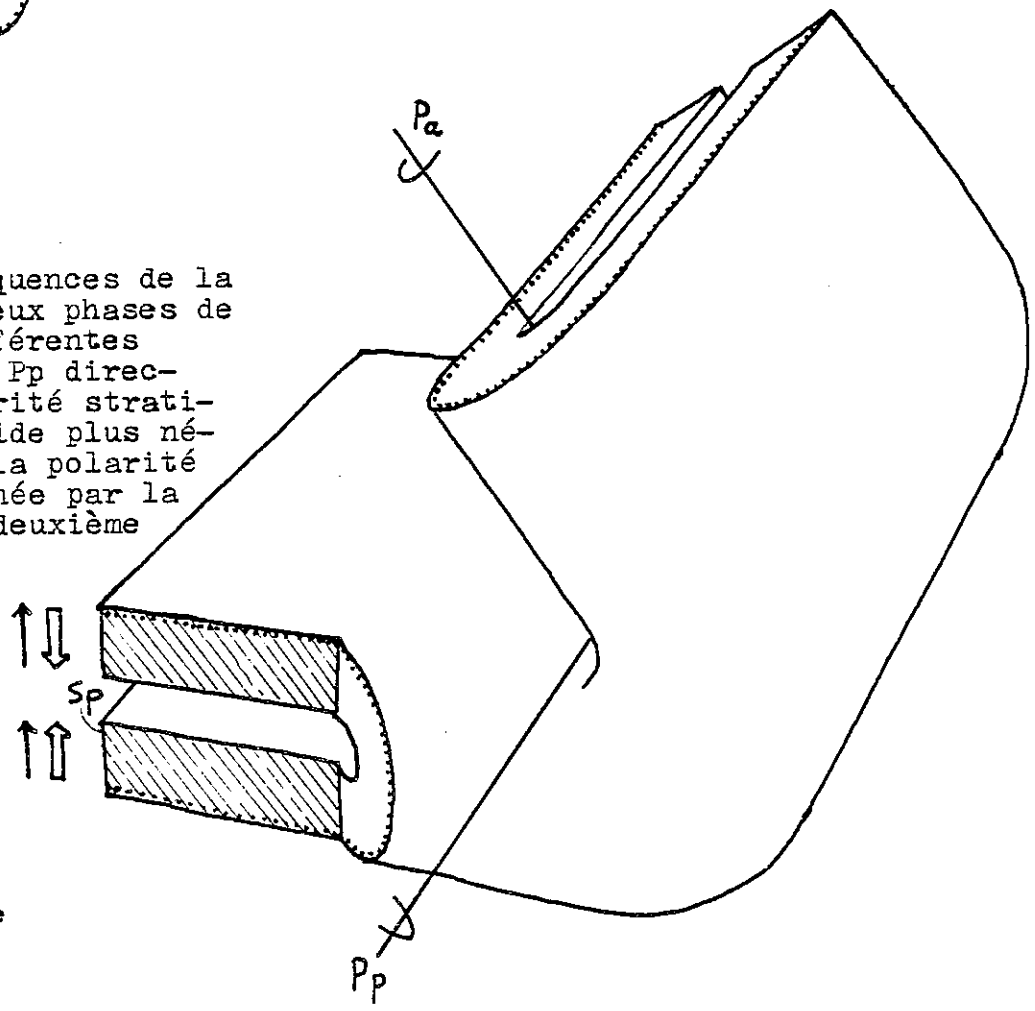


Fig.VII.15 - Conséquences de la superposition de deux phases de plis nettement différentes (Pa, transverse et Pp directionnels): la polarité stratigraphique ne coincide plus nécessairement avec la polarité tectonique déterminée par la schistosité de la deuxième phase (Sp).

basée sur le rapport Sp/So, peut se superposer à un flanc inverse de la déformation transverse ancienne (Da) Dans ce cas, les polarités stratigraphique et tectonique ont des sens opposés.

Cette disposition est réalisée entre le Chaffat et le Cochet (fig.VII.13), où le Permien qui recouvre les quartzites en suite stratigraphique inverse, est recoupé par la schistosité (Sp) en rélation de flanc normal. On se trouve là dans le flanc inverse d'un pli transverse (Pa) exprimé par la polarité stratigraphique inverse, mais dans le flanc normal d'un pli "principal" (Pp) qui se superpose au Pa. La rélation Sp/So est ainsi de type flanc normal (fig.VII.15).

5. LES DEFORMATIONS CASSANTES ET LA CHRONOLOGIE

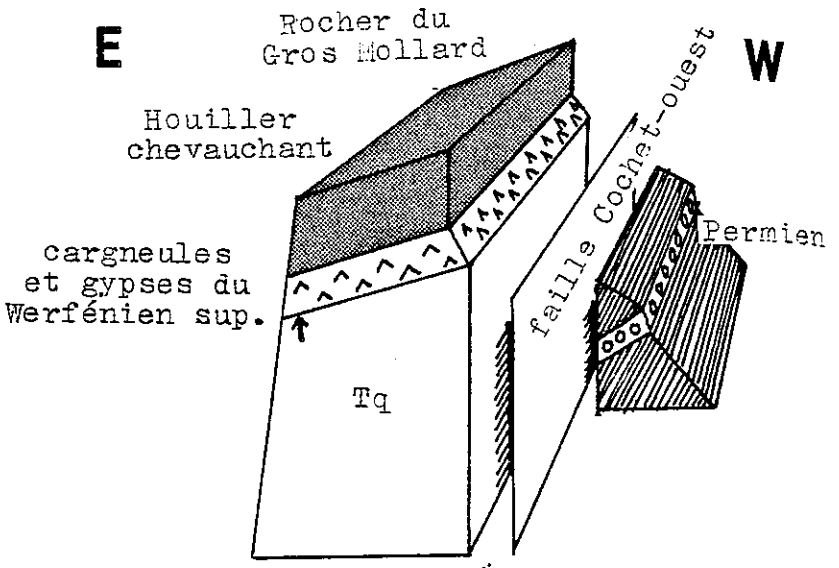
Les rélations entre les différentes failles et les phases plicatives semblent indiquer la chronologie suivante:

1) phase ancienne transverse à vergence nord représentée par les plis Pa décelés dans le Werfénien;
2) phase récente comprenant la déformation "principale" (Dp) et la déformation de crénulation (Dc):
   - chevauchement du Houiller qui remplace la couverture carbonatée (bien observable au Gros Mollard, fig.VII.16),
   - plis principaux (qui semblent affecter le Houiller chevauchant à la Croix des Prisonniers, fig.VII.17),
   - grandes failles N20 (failles Cochet-est, Cochet-ouest, etc., fig.VII.1) découpant le terrain en lanières méridiennes (jeu probablement complexe, fig.VII.19),
   - failles "du Doron" et "de Caseblanche" orientées N130 à N150 (fig.VII.1); la déformation de la Sp à leurs bords indique un jeu post-Sp soit vertical à compartiment sud affaissé, soit dextre.
   - enfin une fracturation N80 à N110 très visible sur le terrain et sur les photos aériennes, mais à jeu généralement faible.

Il nous reste, inévitablement un certain nombre d'accidents que nous ne savons pas classer:

- l'accident "du plan incliné" (fig.VII.17)
- l'accident plat qui coupe des quartzites de la Croix des Prisonniers à la base (rencontré dans la galerie E.D.F., fig.VII.17 et 18),
- le grand mirroir très visible au NW de la Croix des Prisonniers à pendage ouest et au jeu inverse avec un rejet d'un dizaine de mètres.

Fig.VII.16 - Bloc-diagramme du Rocher du Gros Mollard dans le secteur central du terrain. Le Werfénien formé par une masse épaisse de quartzites (Tq) et couronné par les cargneules et gypses du Werfénien supérieur, est recouvert par le Houiller chevauchant en remplacement de la couverture calcaire.



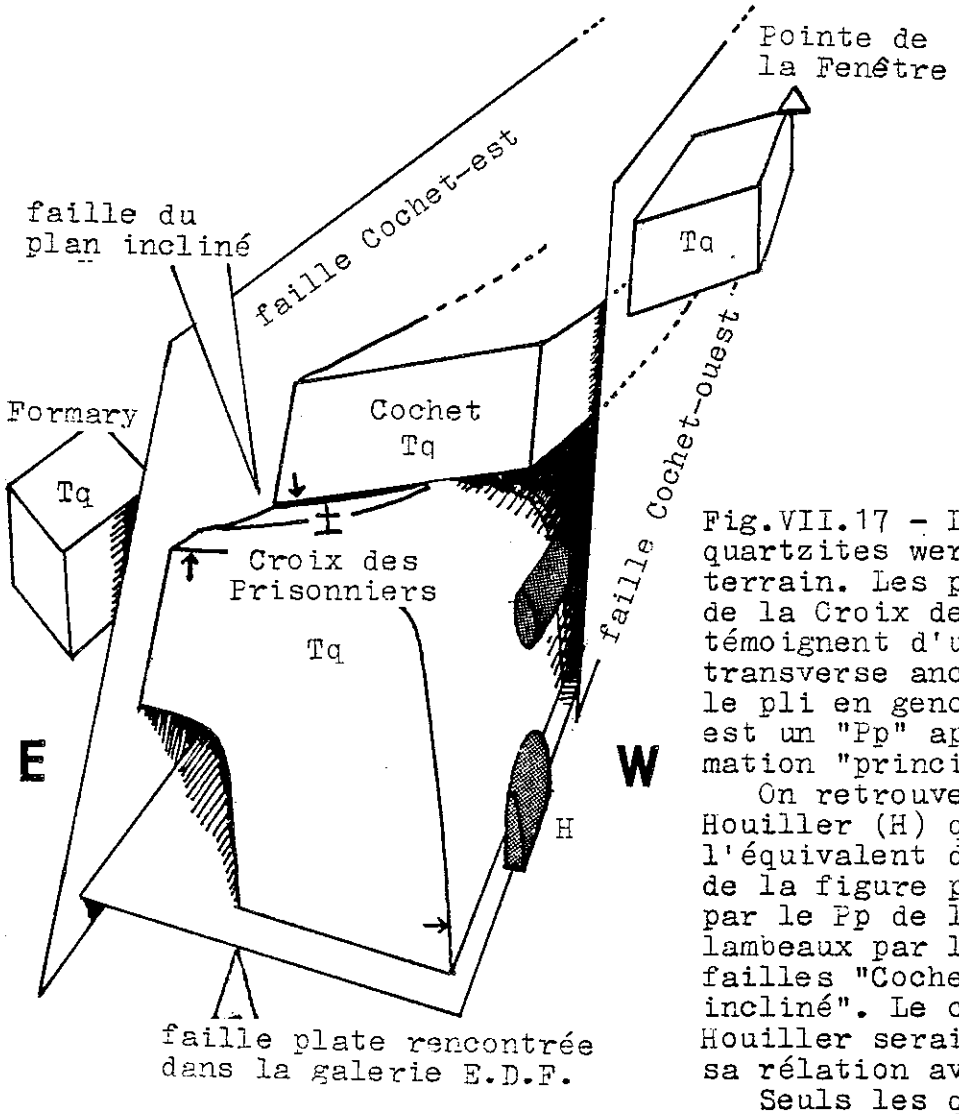


Fig.VII.17 - Les divers panneaux de quartzites werféniens du nord du terrain. Les panneaux du Cochet et de la Croix des Prisonniers (CxdP) témoignent d'un pli synclinal transverse ancien (Pa). Par contre le pli en genou de la CxdP (axe N20) est un "Pp" appartenant à la déformation "principale" (Dp).

On retrouve des lambeaux de Houiller (H) que nous pensons être l'équivalent du Houiller chevauchant de la figure précédente verticalisé par le Pp de la CxdP et réduit en lambeaux par les mouvements des failles "Cochet-ouest" et "du Plan incliné". Le chevauchement du Houiller serait antérieur à Dp, mais sa rélation avec Da reste incertaine.

Seuls les quartzites werféniens (Tq) et les lambeaux de Houiller (H) en question ont été représentés.

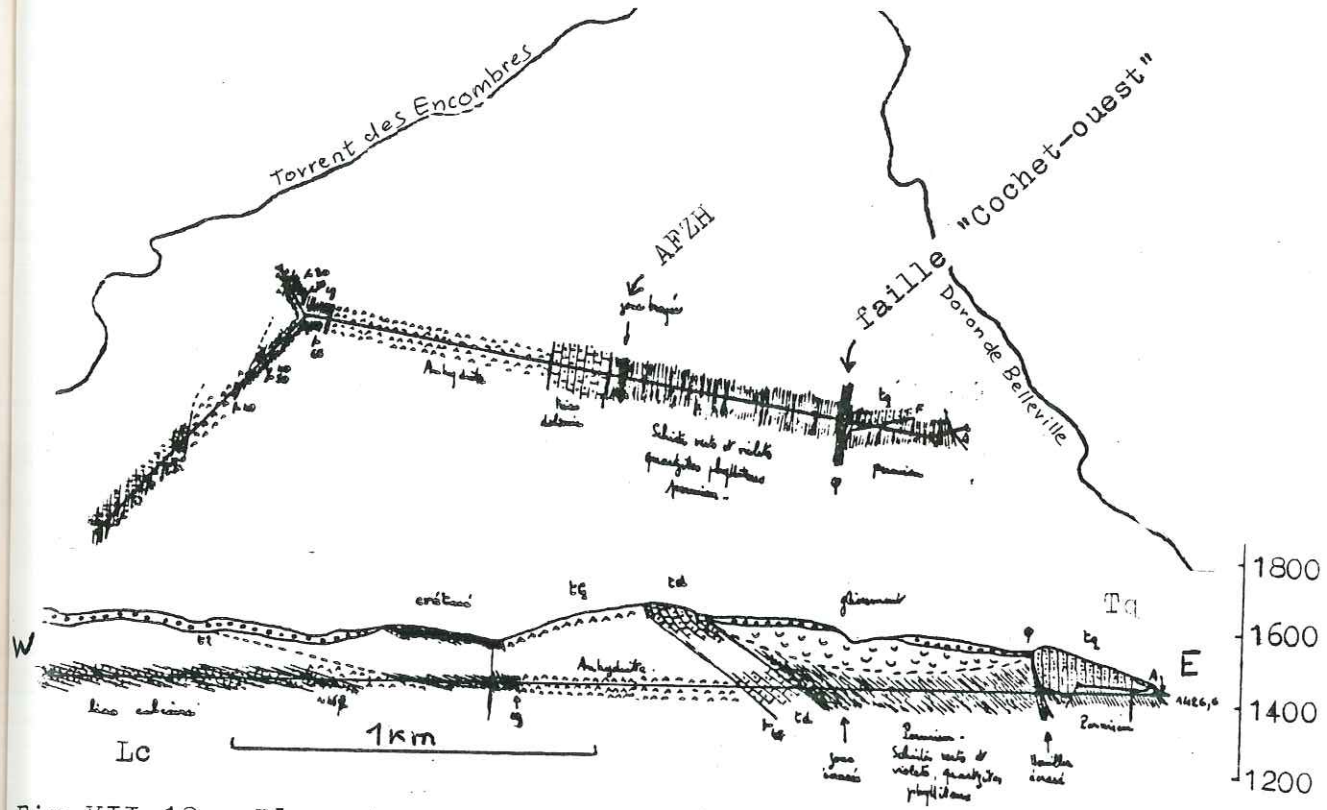


Fig.VII.18 - Plan et coupe de la galérie E.D.F. traversant le nord de notre terrain. Document établi par M.Petiteville, géologue E.D.F. lors des travaux. La galerie, d'une très mauvaise tenue dans le Permien, a été entièrement revêtue d'un soutènement en béton.

On y rencontre de l'ouest à l'est:
- le Lias calcaire (Lc),
- une première passée d'anhydrite,
- une écaille hectométrique de Crétacé inférieur,
- la masse principale de l'anhydrite de la "zone des gypses",
- le Trias calcaro-dolomitique
- une zone broyée: l'accident frontal de la zone houillère (AFZH),
- le Permien: "schistes verts et violets, quartzites phylliteux",
- une écaille de Houiller écrasé (faille "Cochet-ouest"),
- du Permien et des quartzites werféniens en contact par une faille plate affectée d'une complication par une faille N80.

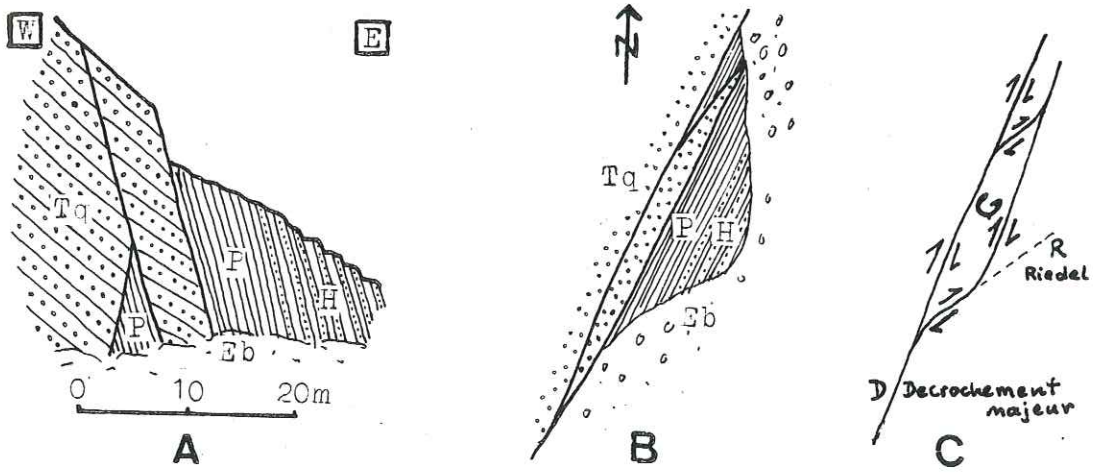


Fig.VII.19 - Une écaille décamétrique prise dans l'accident directionnel "Cochet-est" montre que le jeu a probablement été complexe. Localisation: 926,825-3348,315 à l'est du Cochet.
Tq: quartzites werféniens, P: Permien, H: Houiller, Eb: éboulis.
A: en coupe, B: en plan (même échelle approximative)
C: "lentille de cisaillement - DR" (VIALON, RUHLAND, GROLIER, 1976).

6. CONCLUSION SUR L'ETUDE DE LA TECTONIQUE

Le terrain d'étude occupe la bordure ouest de la zone houillère contre son accident frontal (occidental).

La plus ancienne déformation reconnue (Da) forme des plis transverses (N70?) à vergence nord, identifiables dans le Werfénien.

La déformation suivante (Dp) d'axe N20 crée les plis "principaux" (Pp) déversés vers l'ouest. La schistosité correspondante (Sp), environ N20/50E est l'élément dominant. L'intensité de la Dp décroit, si on s'éloigne de l'accident frontal de la zone houillère vers l'E.

Une déformation de crénulation (Dc) est coaxiale avec Dp, mais sa schistosité a un pendage plus fort, environ 70E. Cette Dc est limitée à des "couloirs de déformation" qui, ensemble avec des grandes failles, découpent le terrain en lanières N20.

Le caractère polyphasé de la déformation interdit l'emploi de Sp/So comme critère de polarité stratigraphique, ce qui nous laisse sans possibilité de distinguer base et sommet dans les barres de grès uranifère du Permien.

Notre Dp, à vergence W et liée à la bordure externe de la zone houillère, ne semble pas avoir d'équivalent dans la région de Briançon (TRICART, 1980). Elle semble se développer à partir de la haute vallée de Névache où elle correspondrait à la Dc de R.Fabre (Tabl.VII.1). Celle-ci crénule la "2e phase briançonnaise" (TIII) de Tricart.
Les plis transverses, inconnus de R.Fabre et de Tricart, semblent se retrouver dans la Dt de PLATT et al.(1978) en Vanoise. Ils sont probablement peu antérieurs à la Dp et ne représentent pas la phase arvinche (anté-priabonienne) de BARBIER et al.(1972).

	Tricart Briançon	R.Fabre Névache	cette étude	Platt et al. Vanoise (Du)
vergence W, bordure externe de la zone houillère	-	Dc ⟷	Dp, Dc	
plis transverses, vergence N	-	-	Da ⟷	Dt
rétrocharriage, surdéversement des plis TIII	TIV ⟷	(Ds)		(Ds)
plis méridiens (droits?)	TIII ⟷	Dp	?	
schistosité à pendage E	TII ⟷	Da		
zone piémontaise uniquement	TI	-		

Tabl.VII.1 - Essai de corrélation avec les phases de déformation décrites par les auteurs. La corrélation de la Dp du terrain avec la Dc de R.Fabre permet d'établir la chronologie par rapport aux phases de Tricart: la déformation principale du terrain (Dp) est postérieure à la tectonique TIII (et probablement TIV) de Tricart, car la Dc de R.Fabre crénule la schistosité des plis TIII.
Les plis transverses correspondraient à la Dt de Platt et al. en Vanoise. Da ne semble pas la première déformation du terrain, mais nous n'avons pas pu mettre en évidence des phases antérieures.

CHAPITRE VIII

METAMORPHISME

1. INTRODUCTION

La zone houillère était classiquement considérée comme non-métamorphique. Un début de métamorphisme y est cependant décélable avec les moyens de laboratoire.

La plupart des auteurs admettent que les sédiments du Houiller et du Permien n'ont été métamorphisés qu'à l'Alpin et que les phases asturienne, saalienne et palatine n'ont pas été accompagnées ni de métamorphisme ni de schistosité.

Nous essayerons d'approcher les conditions de ce métamorphisme en utilisant:

- la paragenèse minérale,
- la cristallinité de l'illite,
- la maturation de la matière organique (reflectométrie et diffractométrie RX),
- la substitution phengitique des micas.

2. LA PARAGENESE MINERALE

Nous avons déjà eu l'occasion de parler du "fond" néoformé phylliteux qui forme la matrice des grès. Il est surtout constitué de phengite (que nous reserverons pour un paragraphe ultérieur), mais aussi de chlorite, albite et de quartz.

La chlorite n'a, en général, été reconnue qu'en diffractométrie RX.

La paragonite, également, n'a été déterminée qu'en diffractométrie RX. Elle est pratiquement toujours accompagnée d'un interstratifié mica-paragonite (fig.VIII.1). La paragonite se développe, d'après FREY(1969 et 1978), dans l'anchizone (fig.VIII.2), par l'intermédiaire de l'interstratifié mica-paragonite à partir d'argiles sodiques:

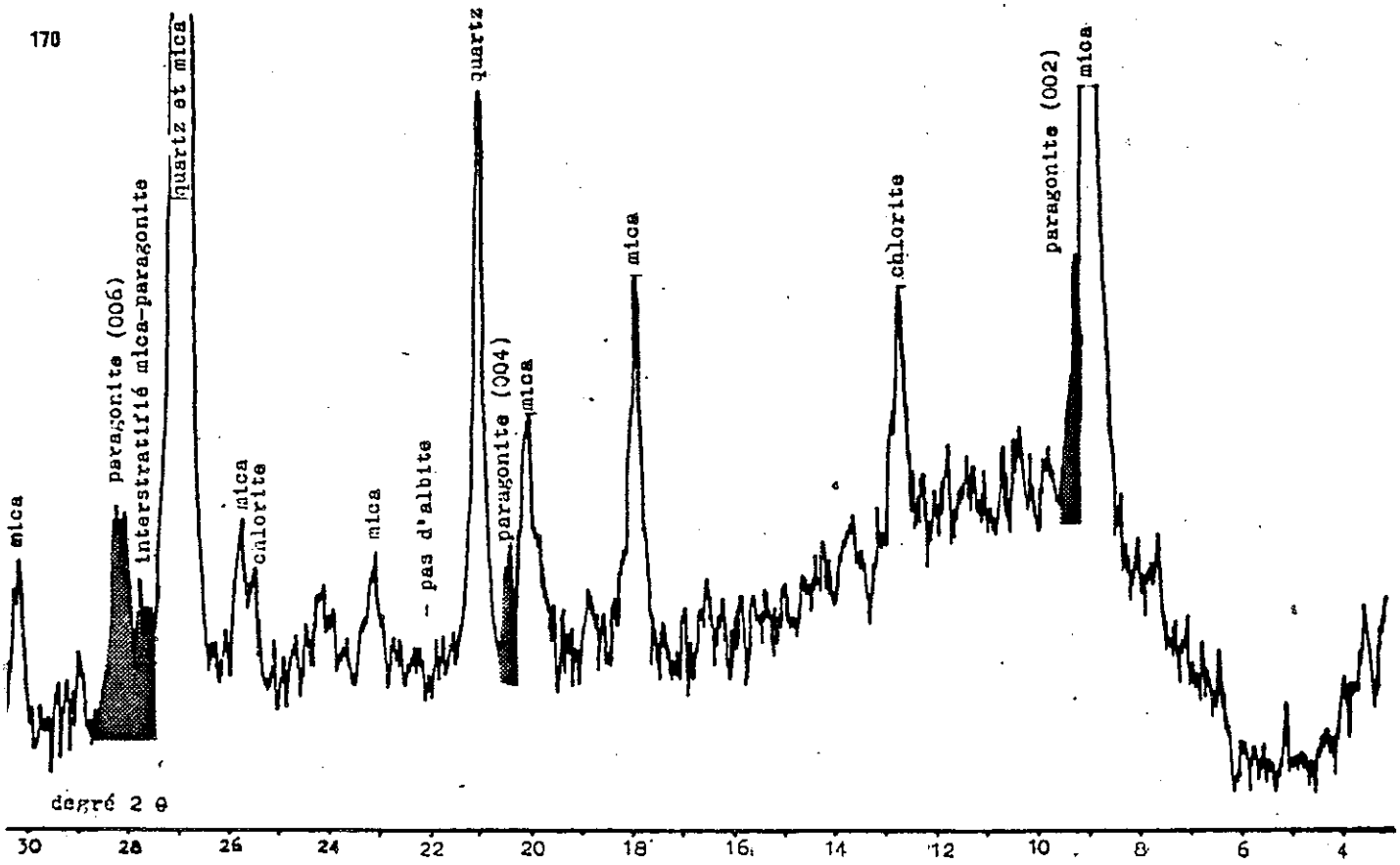


Fig.VIII.1 – Diffractogramme RX montrant la paragonite et l'interstratifié paragonite-mica dans un schiste noir du Houiller, échantillon SBC194. On comprend l'effet que peut avoir la présence de ces deux minéraux sur la cristallinité de l'illite mesurée sur la raie (002) du mica potassique voisine de celle de la paragonite.

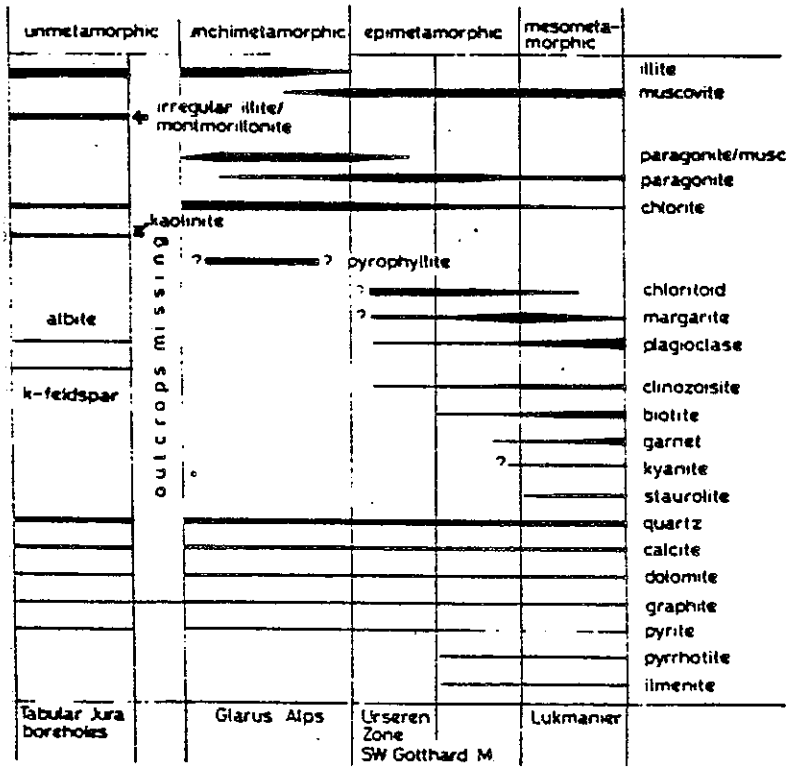


Fig.VIII.2 – Répartition de quelques minéraux importants dans les schistes noirs du Lias de la zone helvétique en Suisse d'après FREY(1978). On remarquera la position de la paragonite et de l'interstratifié paragonite-mica.

illite-Na → paragonite + phengite + H_2O

La paragonite n'est pas stable en présence de feldspath potassique:

feldsp.-K + paragonite → mica + albite

(HEMLEY et al.1964)

Nous avons trouvé la paragonite ou l'interstratifié correspondant dans la plupart des échantillons de schistes noirs houillers et parfois dans les schistes rouges permiens.

Le stilpnomélane brun a été trouvé dans une seule lame mince (SAC66) provenant de la limite Permotrias noir - Permotrias clair à Formary. Il se présente sous forme d'agrégats étoilés de petites plaquettes (25 à 40 µm) manifestement post-schisteuses. FREY et al.(1973) ont observé l'apparition de stilpnomélane dans les sédiments ferrifères dès le milieu de l'anchizone.

Les seules biotites observées sont détritiques et fortement altérées. La sous-zone à biotite des schistes verts n'a donc pas été atteinte.

Il n'y a plus trace d'argiles gonflantes ni de kaolinite. Nous n'avons pas pu retrouver la kaolinite signalée par BARBIER (1948) dans les schistes de Villarly; deux échantillons prélevés près de Villarly en sont dépourvus.

PIANTONE(1980,p136) mentionne de l'aragonite dans une faille dans la zone houillère de l'autre côté de l'Arc. Il l'a retrouvée sur notre terrain dans les cargneules qui enduisent la faille "du plan incliné" lors d'une tournée commune.

3. LA CRISTALLINITE DE L'ILLITE[*]

KUBLER(1966) a défini comme paramètre de la cristallinité de l'illite la largeur en millimètres à mi-hauteur au-dessus du bruit de fond du pic 10 Å de la fraction inférieure à 2 µm sur préparation orientée. Cette valeur décroit avec l'augmentation du métamorphisme et d'après KUBLER(1967), la cristallinité ne serait fonction que de la température.

La largeur du pic dépend des conditions expérimentales. Ainsi la cristallinité d'un même échantillon sera exprimée par des chiffres différentes dans les divers laboratoires. A Grenoble les conditions sont les suivantes: goniomètre Philips PW1050/25, radiation CuK , filtre Ni, fentes 1°-0,1mm-1°, vitesse du goniomètre 1°/min, celle du papier 800mm/h.

(*) Je tiens à remercier Monsieur Jean Aprahamian qui m'a fait profiter de sa grande expérience dans ce domaine.

Cependant, dans un premier temps, en raison des pannes successives du générateur haute tension de Grenoble, nous avons réalisé une partie des diffractogramme à Strasbourg, ce qui a été possible grâce à l'amabilité du professeur G.Lucas.

Dans la suite, lorsque nous avons pu reprendre nos mesures à Grenoble, nous avons constaté un décalage notable entre les résultats obtenus à Strasbourg et à Grenoble (fig.VIII.3).

Nous avons alors contrôlé l'étalonnage de Grenoble sur une série de préparations de référence mesurées par B.Kubler (3 étalons dans l'épizone et 5 dans l'anchizone). Il s'est montré correct et ces mesures semblent bonnes. Pour pouvoir malgré tout utiliser celles de Strasbourg, nous les avons corrigées et traduites dans l'échelle de Grenoble en nous basant sur 15 des 17 échantillons de la fig.VIII.3.

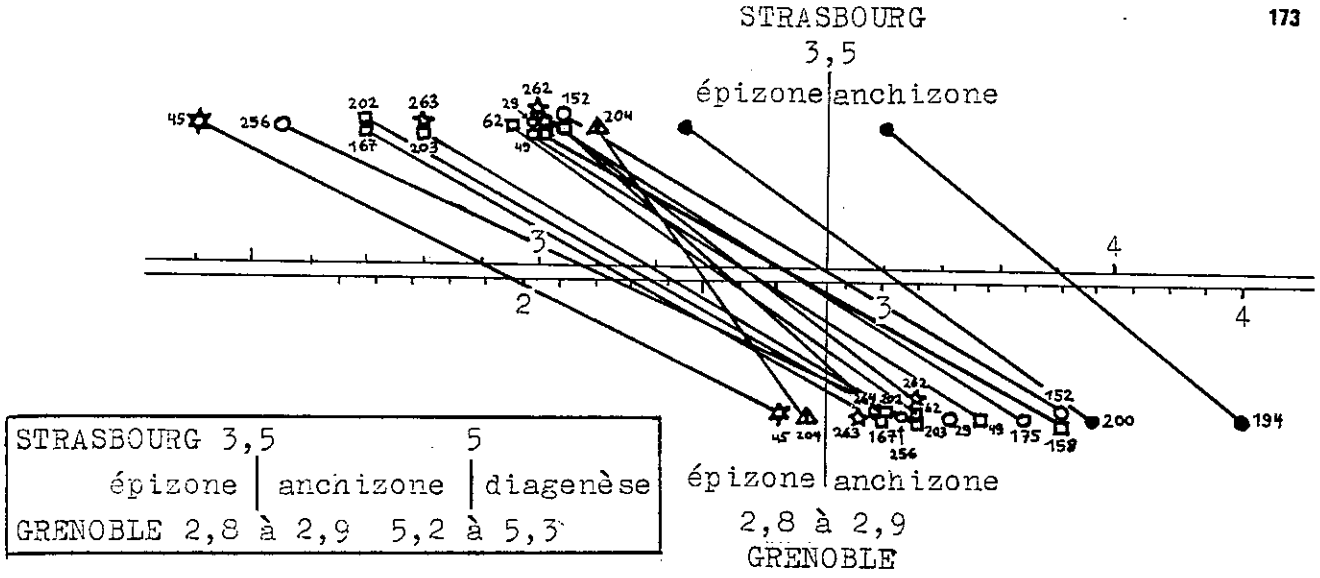
Les valeurs obtenues sont largement étalées et couvrent l'épizone et les deux tiers de l'anchizone (fig.VIII.4). Si on classe les échantillons selon la stratigraphie, on constate une nette augmentation de la cristallinité moyenne du Houiller au Werfénien. Ceci s'explique par la présence, surtout dans le Houiller, mais aussi dans le Permien, de paragonite et d'interstratifiés paragonitiques. Ceux-ci, difficiles à reconnaître, s'expriment par une détériorisation apparente de la cristallinité de l'illite. En revanche, dans le Permotrias et dans les quartzites werféniens, nous pouvons être sûrs de leur absence en raison de leur incompatibilité avec le feldspath potassique.

Ceci est un nouvel exemple de cet effet dont il faut se méfier dans tous les sédiments anchi- et épizonaux riches en soude.

Vue la faible épaisseur des terrains (Houiller à Trias:pas plus de 500 m) et l'absence de socle à proximité, nous pensons justifiée l'extrapolation des valeurs du Trias au Permien et au sommet du Houiller.

La cristallinité de l'illite de notre terrain se situe alors à la limite anchizone-épizone. Cette limite correspond, d'après KUBLER(1966) au début des "green schists".(300 à 400°C d'après les diagrammes de WINKLER(1979), cf. fig.VIII.5).

D'ailleurs, quelques échantillons pris dans des secteurs voisins de notre terrain ont fourni des valeurs très comparables et il ne semble pas y avoir de "sauts de métamorphisme" entre les zones dauphinoise, subbrianconnaise, valaisane et briançonnaise d'après cette première reconnaissance:



STRASBOURG	3,5 épizone	5 anchizone	diagenèse
GRENOBLE	2,8 à 2,9	5,2 à 5,3	

Fig.VIII.3 - Comparaison entre les cristallinités de l'illite obtenues à Strasbourg et à Grenoble sur 17 fractions inférieures à 2 µm. Les échantillons ont été placées par rapport aux limites des l'anchizone dans les échelles numériques utilisées dans les deux laboratoires. On remarquera l'écart systématique considérable.

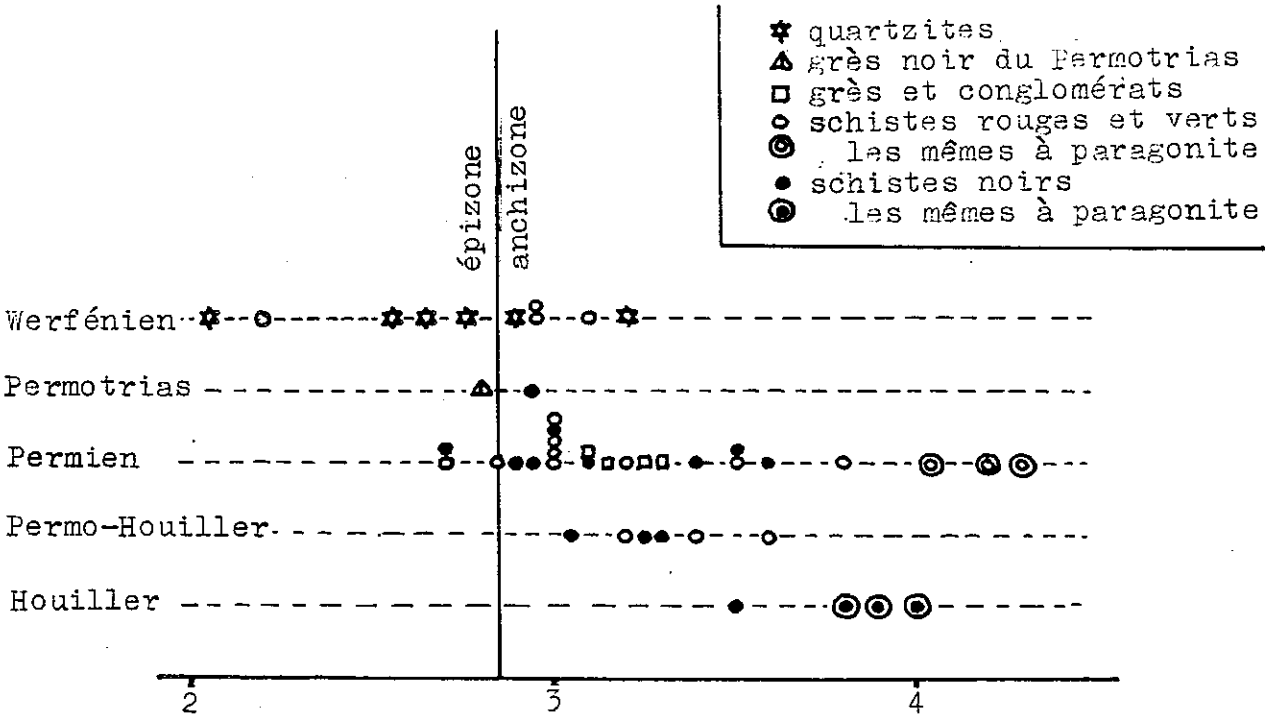


Fig.VIII.4 - Relation apparente entre la cristallinité de l'illite et l'âge géologique dans les échantillons du terrain d'étude. En réalité, les mesures du Houiller et du Permien sont faussées par la présence de paragonite qui disparait dans le Permotrias et dans le Werfénien, car elle n'est pas stable en présence de feldspath potassique. La vraie cristallinité de l'illite du terrain est alors représentée par la cristallinité moyenne du Permotrias et du Trias axée assez exactement sur la limite anchizone-épizone. Les valeurs de la cristallinité sont celles du laboratoire de Grenoble.

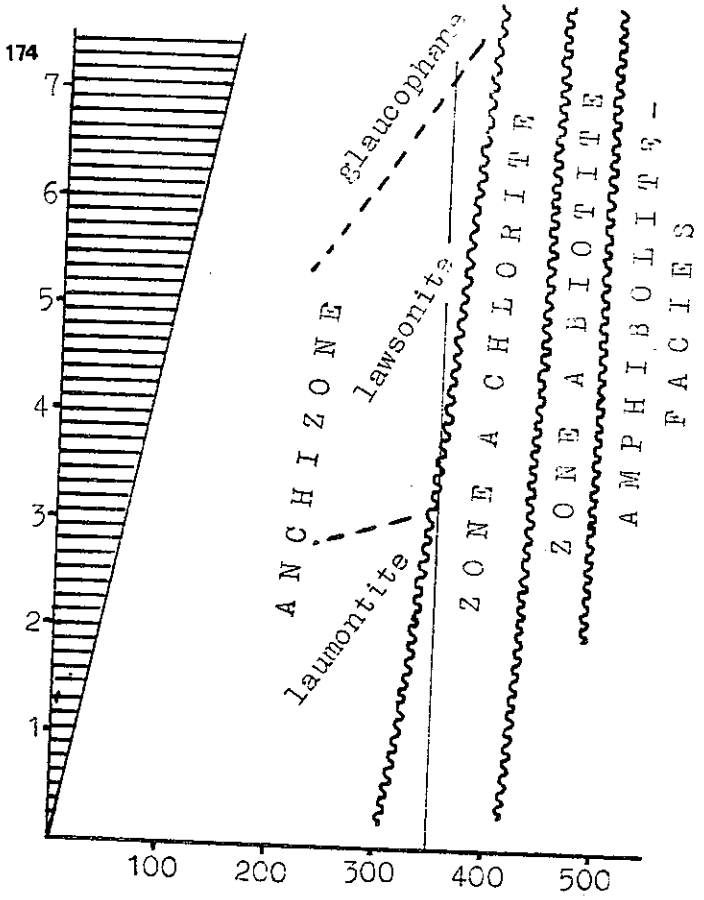
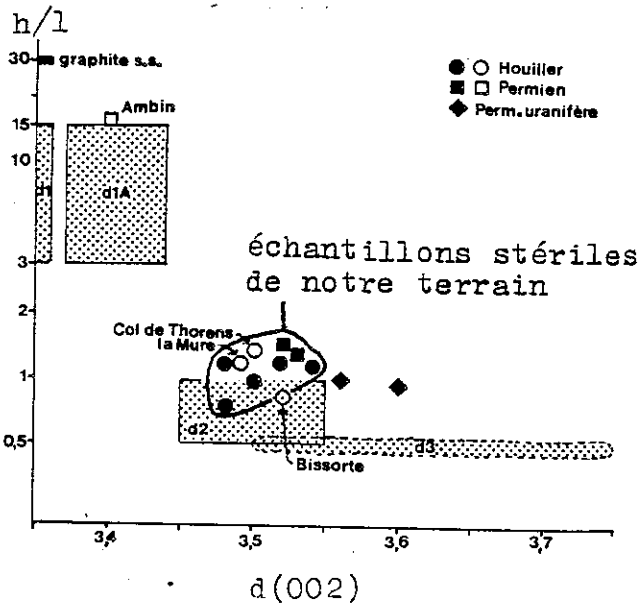
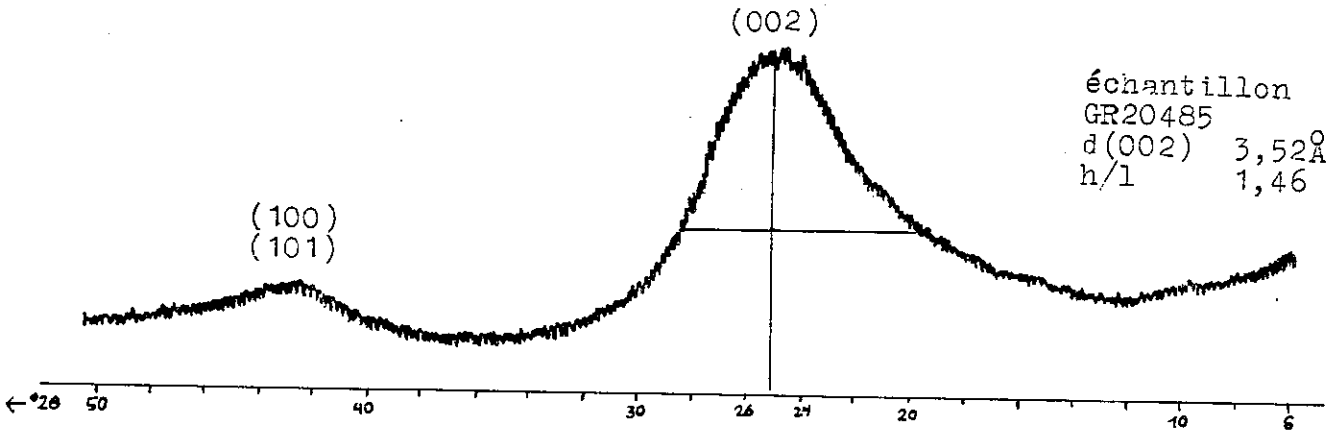


Fig.VIII.5 - Diagramme pression-température d'après WINKLER(1979) modifié en ce qui concerne les noms des divisions.
L'épizone comprend les sous-zones à chlorite et à biotite. La limite anchizone-épizone correspond à une température d'environ 350°C.

Fig.VIII.6 - Diffractométrie RX des charbons.
A droite la répartition des échantillons dans un diagramme h/l - d(002). Les échantillons "stériles" du terrain d'étude sont assez bien regroupés et proches du domaine du type d2 de LANDIS(1971). Les deux échantillons uranifères sont moins évolués.
En bas une courbe diffractométrique typique d'un échantillon de charbon permien "stérile" du terrain d'étude.





- 3,05 sur le Permo-Houiller du Sapey dans la coupe des Cétives (BARBIER,1948), zone ultradauphinoise,

-3,25 sur le Permo-Houiller de l'usine de Moûtiers (BARBIER,1952), zone valaisane,

- 2,95, 2,95 et 3,1 sur trois échantillons des schistes de Villarly (BARBIER,1948)

Ces cristallinités assez bonnes relevées dans du Permo-Houiller pourraient faire penser que la paragonite , en dehors des effets de socle, serait peut-être réservée à la zone briançonnaise.

4. LA MATURITE DE LA MATIERE ORGANIQUE*

4.1 INTRODUCTION

Le graphite est la forme stable de la matière organique non oxydée sous les conditions P, T et fH_2 qui nous intéressent ici. Cependant, dans les conditions de surface (25°C), la vitesse de la transformation est proche de zéro et elle ne devient sensible que quand les températures augmentent, lors de l'enfouissement. Cette réaction est irréversible. Avec le métamorphisme croissant, l'évolution est progressive, sauf, parait-il, dans les ultimes stades de la graphitisation (RAGOT,1977). De nombreux paramètres sont utilisés pour la mesure de cette maturité: teneur en matière volatile, teneur en carbone fixe, reflectance de la vitrinite et évolution du diffractogramme RX de la matière organique. Ce sont ces deux dernières que nous avons étudiées.

4.2 ETUDE DE LA MATIERE ORGANIQUE EN DIFFRACTION RX

4.2.1 La méthode

Nous nous sommes inspiré des travaux de LANDIS(1971). Pour obtenir des diffractogrammes RX de la matière organique, il faut purifier les échantillons par l'attaque à HF concentré et à HCl (méthodes indiquées par SITTLER,1955). Le diffractogramme obtenu (fig.VIII.5) montrera, avec maturité croissante, d'abord une courbe "en colline" qui se transforme progressivement en vrai pic. Parallèlement, la distance réticulaire décroit en partant d'environ 3,8 Å pour s'approcher de plus en plus des 3,36 Å de la raie (002) du graphite.

---

* Pour l'origine de la matière organique cf. § IX.4, p211.

On peut, avec Landis, définir les paramètres suivants pour quantifier l'allure de la courbe diffractométrique:
- le rapport hauteur/largeur à mi-hautuur, noté h/l
- la distance réticulaire au maximum d'intensité, notée d(002).
En se basant sur ces paramètres, Landis a défini les types suivants de "graphizes désordonnés" qui précédent l'apparition du graphite s.s.:

	h/l	d(002)
graphite-d3	0,5	3,50 à 3,75
graphite-d2	0,5 à 1	3,45 à 3,55
graphite-d1A	3 à 15	3,37 à 3,44
graphite-d1	3 à 15	3,35 à 3,36
graphite s.s.	30	3,35 à 3,36

4.4.2 Les mesures (diffractométrie RX de la matière organique)

Nous avons traité une série de 14 échantillons sur une coupe approximative de la Mure (isère) au Mont Ambin dans l'espoir de suivre l'évolution de la matière organique avec le métamorphisme croissant. En même temps, nous aurions voulu déceler l'influence de la maturation radiogénique en comparant des échantillons de charbon uranifère avec du charbon "stérile".
Les résultats sont les suivants:

	la Mure halde** Houill. n=1	le terrain d'étude Houill. n=5	stérile Permien n=2	uranif. Permien n=2	Bissorte galerie* Houiller n=1	Cham-pagny Perm. n=1	Col de Thorens Houill. n=1	Mont Ambin Perm. n=1
type	d2	d2	d2	d2	d2	d3	d2	d1A
h/l	1,2	1,1	1,4	0,95	0,8	-	1,37	16
(002)	3,49	3,50	3,53	3,58	3,52	-	3,5	3,4

* échantillon fourni par Roland Aumaitre
** échantillon fourni par Philippe Grisoul

A deux exceptions près, les échantillons ne montrent pas de différences significatives. Aucune maturation radiogénique (BREGER, 1974) n'est décélable, au contraire, les deux échantillons de minerai semblent moins matures. Serait-ce dû aux dégats causés par la radiation ? (fig.VIII.6 à droite). La maturité du charbon de la mine de la Mure n'a rien d'étonnant, car APRAHAMIAN(1974) a montré que le Houiller de la Mure atteint l'épizone grâce à l'effet de socle.

La première exception est l'échantillon du massif d'Ambin, bien plus mature; la seconde, celui de Champagny, uranifère et apparement peu mature, résultat étonnant qui serait à confirmer.

Le degré d'ordre atteint par les charbons de notre terrain correspond au graphite-d2 qui traduit, d'après Landis, un métamorphisme "lawsonite-épidote-pumpellyite" ou "lawsonite-actinote" (anchizone profonde).

4.3 ETUDE DE LA MATIERE ORGANIQUE PAR REFLECTOMETRIE

4.3.1 La méthode

Nous avons effectué nos mesures au Laboratoire Central de la Compagnie Française des Pétroles sous les auspices de MM. Oudin et Pittion que nous remercions.

Des grains de matière organique, prélevés sur les échantillons, ont été montés et polis selon les méthodes décrites par RAYNAUD(1976). L'observation de la réflectance a été faite avec immersion dans l'huile (noté RH) avec un microréflectomètre Leitz MPV2, lumière monochromatique 546 nm, polarisée non analysée, objectif 32. A notre degré de maturation, il n'y a pratiquement plus lieu de distinguer entre les réflectances des divers macéraux (vitrinite, exinite etc.).

Un problème est posé par la très forte anisotropie de la réflectance de nos échantillons de type uniaxe négatif (COOK et al.1972). La RHmax est donc mesurable sur des grains d'orientation quelconque (cas de nos préparations) en tournant la platine pour chercher la position de réflectance maximale, tandis que la réflectance minimale demande des préparations orientées.

4.3.2 Les mesures de la réflectance maximale (RHmax)

Nous avons fait ces mesures sur cinq échantillons de charbon du Permien de notre terrain:

échant.	localisation	teneur en U	RHmax	σ	n
GR20481	Barre sup. Châtelaine	faible	5,04	0,77	29
GR20482	Chaffat	faible	6,08	0,92	29
GR20483	Bois de Tante Vieille	fort	6,75	0,62	29
GR20484	Falaise " "	très fort	7,43	0,50	29
GR20485	Barre moy. Châtelaine	très faible	7,35	0,62	29

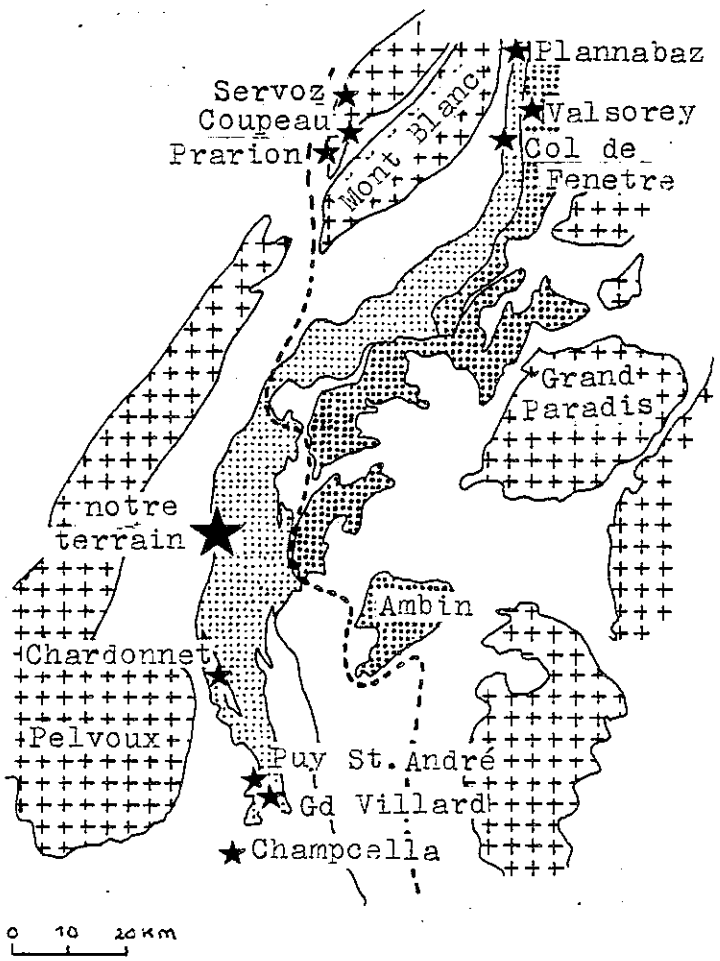
Aucune différence n'est décélable entre les échantillons selon leur teneur en uranium. Nous pensons que c'est l'oxydation météorique qui diminue la réflectance des échantillons GR20481 et GR20482, les moins frais de tous. Les trois échantillons restants donnent une moyenne de:

RHmax 7,18%.

Cette valeur, déjà forte, indique que nos charbons sont des méta-anthracites (RHmax 4% d'après TEICHMÜLLER,1981).

zone	localisation	âge	nature	RHmax	RHmoy	source
Aiguilles Rouges	Servoz	Houill.	"anthracite"	7,19	-	KÜBLER et al. (1979)
	Prarion	"	"	6,11	-	
	Coupeau	"	"	6,73	-	
Z.H. Valais	Plannabaz	"	"charbon"	8,30	-	
	Col de Fenetre	"	"brèche charbonneuse"	5,95	-	
GSB	Valsorey	Permo-Carbon.	schiste charbonneux	4,39	-	
Z.B. France	Puy St.André	Houill.	méta-anthrac.	6,12	5,3	RAGOT (1977)
	Gd Villard	"	méta-anthrac. coképié nat.	7,2	6,6	
	Chardonnet	"	semi-graphite	13,4	9,5	
	Champcella	Dogger	méta-anthrac.	5,09	4,5	
Z.H.	le terrain	Perm.	méta-anthrac.	7,18	5,1	
-	-	-	graphite	15,6	10,7	RAGOT (1977)

Tabl.VIII.1 - Comparaison des réflectances de notre terrain avec les valeurs de la littérature sur les Alpes francaises du nord. Les valeurs fortes du Grand Villard et du Chardonnet sont dûes au métamorphisme de contacte. La localisation des échantillons est donnée dans la fig.VIII.7.
Z.H. zone houillère, GSB Grand St.Bernard, Z.B. zone briançonnaise.



massifs cristallin externes et internes

zone houillère

zone Ambin-Vanoise-Mt.Pourri et nappe Gd.St.Bernard

isograde zoisite-in d'après SALIOT(1973)

Fig.VIII.7 - Carte des Alpes occidentales du nord avec la localisation des échantillons cités dans le tabl. VIII.1 ci-dessus.

4.3.3 Les mesures de la reflectance moyenne

Certains auteurs préfèrent mesurer une réflectance moyenne moins influencée par les augmentations de l'anisotropie dues à la tectonique dans les zones de forte déformation.

Nous avons alors refait une série de mesures sur l'échantillon GR20485. Nous avons cherché (probablement à tort) à approcher la RHmin vraie en choisissant les grains les plus anisotropes. Avec la valeur minimale obtenue de 0,85% nous avons calculé une RHmoy en suivant RAGOT(1977):

$$RHmoy = \frac{2RHmax \quad RHmin\ vraie}{3} = 5,1\%$$

Il aurait probablement été meilleur d'adopter la méthode de Teichmüller en prenant des moyennes:

$$RHm = \frac{RHmax \quad RHmin\ apparente}{2}$$

sur des grains non choisis et de faire ensuite une moyenne sur un grand nombre de paires de mesures. Une autre possibilité aurait été de faire les mesures en lumière non polarisée.

4.3.4 L'interprétation des résultats de la réflectométrie

La corrélation entre la cristallinité de l'illite et la réflectance de la vitrinite est problématique. Les auteurs proposent de traduire les limites de l'anchizone par les valeurs suivantes des réflectances maximales ou moyennes:

type de reflectance	diagenèse/ anchizone	anchizone/ épizone	source
RHmax	3,5	env.6	FREY et al.(1980)*
RHm	3	env.5,25	" " "
RHm	2,7	4	KUBLER et al.(1979)
RHm	2,25	4	KISCH(1974)
RHmax	2,2 à 3,3	-	" (1980)*

*correlations établies dans les Alpes suisses

Nos valeurs de RHmax=7,18 et RHmoy=5,1 indiquent une situation:
- à la limite anchizone-épizone selon FREY(1980),
- dans l'épizone selon KUBLER(1979) et KISCH(1974).

TEICHMÜLLER(1981) pense que les réflectances deviennent à peu près ininterprétables à partir d'une RHm d'environ 6, où il place la limite anchizone-épizone. On remarque que la tendance est vers une prudence de plus en plus grande dans l'interprétation des réflectances élevées.

Le tabl.VIII.1 et la fig.VIII.7 comparent nos réflectances à celles de la littérature pour les Alpes du nord.

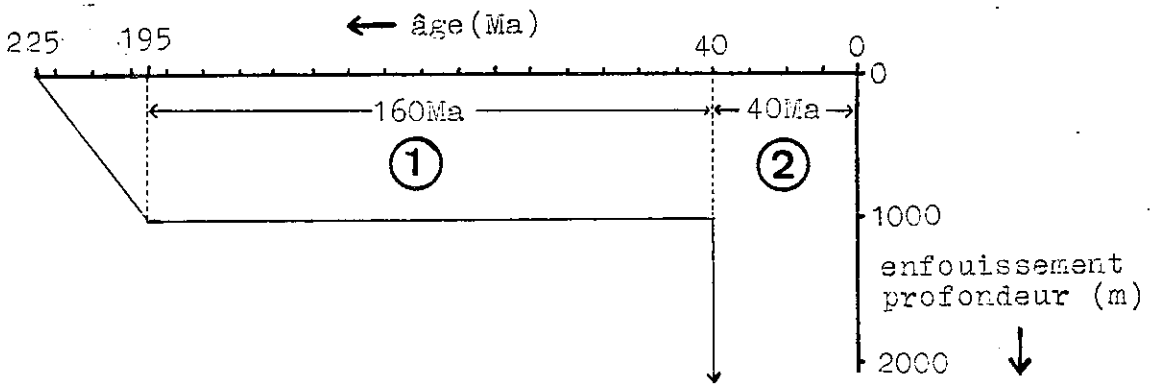


Fig.VIII.8 - "Courbe" d'enfouissement. L'essentiel de l'enfouissement sédimentaire se fait pendant le Trias (225 à 195 Ma). La surcharge tectonique et le métamorphisme alpin commencent probablement à la fin de l'Eocène, il y a 40 Ma. On peut ainsi distinguer deux stades:
(1) un faible enfouissement (environ 1000m) pendant 160Ma,
(2) important enfouissement avec métamorphisme pendant 40 Ma.

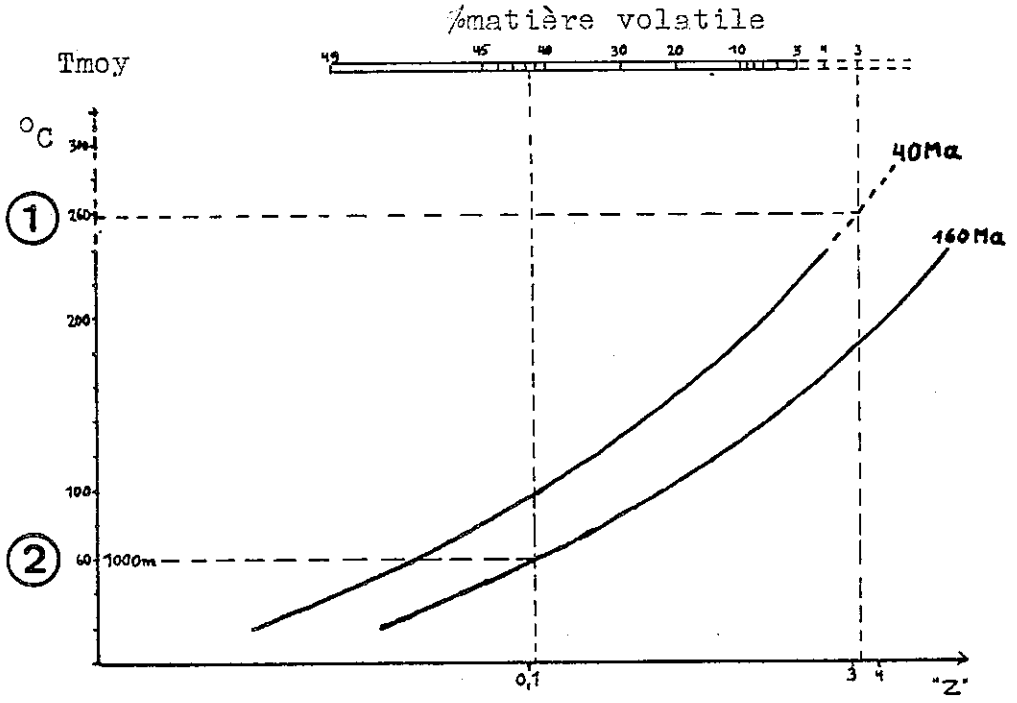


Fig.VIII.9 - Diagramme de KARWEIL(1955). Ce diagramme relie la teneur en matière volatile à la température moyenne et au temps pendant lequel cette température a régné. Dans notre cas, on distingue deux stades (cf. figure précédente):
(1) un faible enfouissement préalpin (1000m ou 60°C) dure 160 Ma et produit une maturation qui reduit la teneur en matière volatile à 42% (charbon flambant). On lit en bas: Z = 0,1. C'est une valeur qui sert à l'addition des effets des stades successifs de la maturation.
(2) le métamorphisme alpin a duré 40 Ma. Nos charbons sont actuellement des méta-anthracites avec 2 à 3% de matière volatile. Si on adopte 3% et si on extrapole la courbe à cette valeur, on peut lire en bas Z = 3,5. Le résultat du premier stade est négligeable devant cette valeur. Ensuite on lit à gauche la température moyenne qui aurait, pendant les 40 Ma, produit la maturation observée; Tmoy = 260°C.

4.4 APPROCHE DE LA PALEOTEMPERATURE D'APRES KARWEIL

On peut, en se basant sur les mesures de réflectance, tenter une approche de la paléotempérature en utilisant le diagramme de KARWEIL(1955). Cet auteur fait intervenir, dans la maturation du charbon, les diifférentes températures selon les durées pendant lesquelles elles ont régné. On peut schématiquement reconstituer l'histoire thermique de nos sédiments sous forme de la courbe d'enfouissement de la fig.VIII.8. On peut estimer à l'aide du diagramme de Karweil (fig.VIII.9) que juste avant le métamorphisme alpin, la matière organique avait atteint le stade de charbon flambant, environ 40% de matière volatile et RH=0,7%. La RHmoy actuelle de 5,1% correspond d'après ALPERN(1976) à une teneur en matière volatile d'environ 3%. Cette maturité actuelle demanderait une température moyenne de 260°C durant les 40Ma depusi l'Oligocène, si on a le droit d'extrapoler le diagramme jusqu'à cette valeur.

4.5 CONCLUSION SUR L'ETUDE DE LA MATURITE DE LA MATIERE ORGANIQUE

Neuf échantillons de charbon du terrain d'étude montrent des diffractogrammes du type d2 de LANDIS(1971). Ceci indiquerait des conditions de l'anchizone profonde.

Nous avons mesuré des réflectances sur cinq échantillons de charbon permien. Les valeurs sont très élevées:

$$RHmax = 7,2\%,\ RHmoy = 5,1\%$$

Elles semblent indiquer une situation à la limite anchizone/épizone. Une température d'envion 350°C est admise pour cette limite (par exemple WINKLER,1979).

Les charbons uranifères ne montrent pas d'effet de maturation radiogénique qui semble limitée à des degrés de maturité plus faibles.

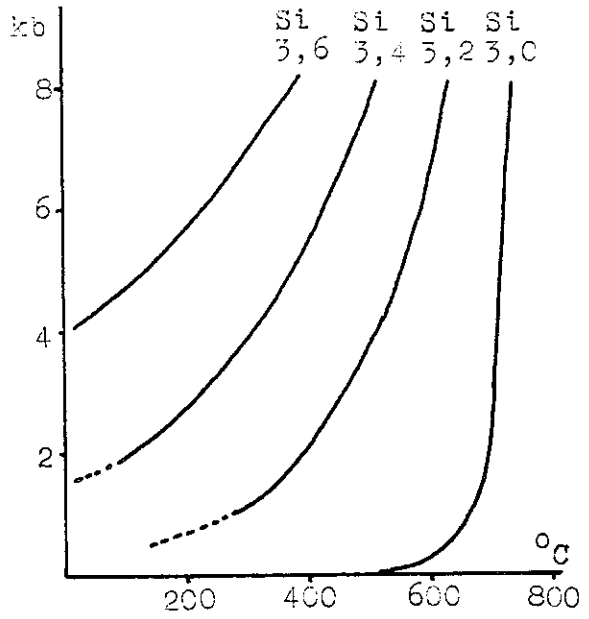


Fig.VIII.10 - Diagramme de VELDE (1967). C'est le résultat des expériences sur les phengites - Al-Mg. Le degré de substitution, exprimé par le nombre de Si, augmente avec la pression, mais décroit avec la température. $P_{tot} = P_{H2O}$

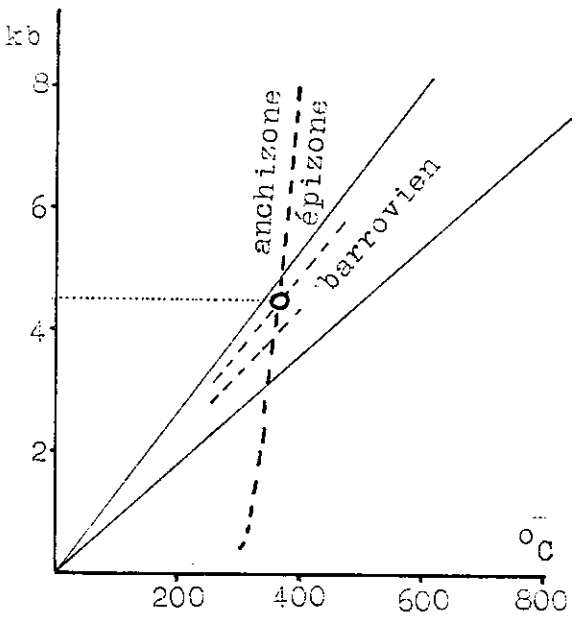


Fig.VIII.11 - Limite anchizone - épizone (cf. WINKLER, 1979) et limites du métamorphisme barrovien (MIYASHIRO, 1972). Notre valeur de b_o correspond à un métamorphisme barrovien à tendance haute pression. La cristallinité de l'illite nous situe à la limite anchizone-épizone. La superposition permet de lire 350° C et 4,5 kb.

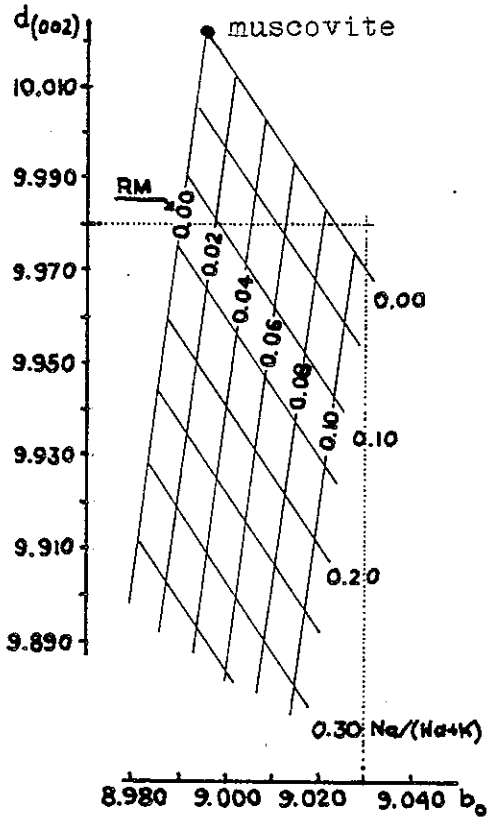


Fig.VIII.12 - Diagramme de GUIDOTTI et al.(1976). Corrélation entre b_o, d(002) et les substitutions phengitique et paragonitique. Nos mesures, b = 9,029 et d(002) = 9,962, permettent de lire que RM = 0,1 (mesure de la substitution phengitique). La substitution paragonitique est nulle.

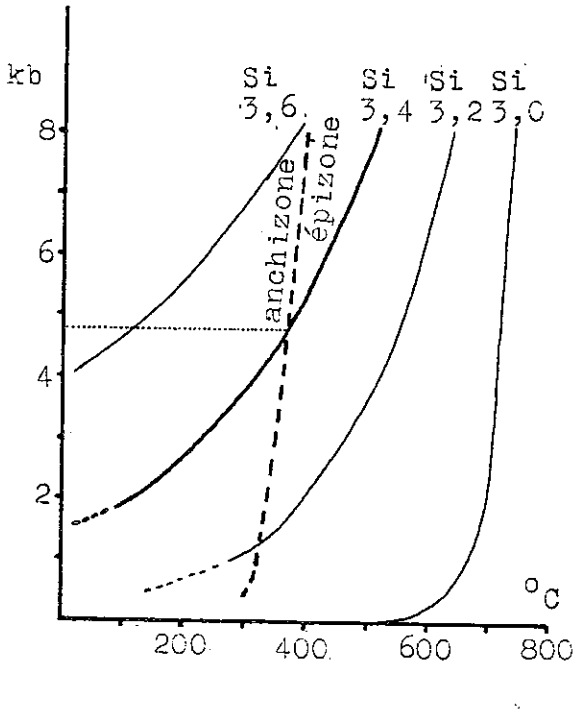


Fig.VIII.13 - Diagramme de VELDE (1967) avec la limite anchizone - épizone (cf. WINKLER, 1979). Ayant obtenu Si 3,4 par diffraction RX et par analyse à la microsonde, l'intersection indique 350 C et 4,75 kb.

5. LA SUBSTITUTION PHENGITIQUE

5.1 INTRODUCTION

Le degré de substitution phengitique est fonction de la pression et de la température. Ayant déjà pu approcher la température par les méthodes précédentes, nous allons nous servir de la substitution phengitique pour cerner la pression.

Après une rapide présentation du mécanisme de la substitution phengitique, nous essayerons deux approches en suivant la littérature.

5.2 LE MECANISME DE LA SUBSTITUTION PHENGITIQUE

On peut définir les phengites comme solution solide de muscovite et de céladonite.

muscovite $KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$ où R''' = Al, Fe'''

céladonite $KR'''R''Si_4O_{10}(OH)_2$ et R'' = Fe'', Mg.

Autrement dit, les phengites sont des micas dioctaédriques avec une substitution partielle de Mg ou Fe à Al octaédrique. Le déficit de charge, causé par la substitution dans la couche octaédrique, est équilibrée par la substitution concomitante de Si à Al dans la couche tétraédrique. Les phengites naturelles restent cependant assez proches de la muscovite et sont séparées de la céladonite par une lacune de miscibilité.

RADOSLOVICH et al.(1962) discutent les effets sur les paramètres et le volume de la maille. Les ions Mg et Fe'' sont plus grands que les ions Al. La substitution cause ainsi une dilatation de la couche octaédrique qui est passivement suivie par la couche tétraédrique plus facilement déformable. L'agrandissement des cavités centrales des anneaux de tétraédres permet aux ions K interloliaires de pénétrer davantage dans le feuillet. La diminution de l'épaisseur de la maille qui en résulte fait plus que compenser la dilatation selon b_o et le volume de la maille élémentaire décroit.

On comprend alors que la "phengitisation" est une réponse adéquate à une augmentation de pression et on entrevoit la possibilité d'un géobaromètre utilisable dans les paragenèses les plus courantes de l'anchi- et de l'épizone. Cependant, le degré de substitution dépend aussi de la température et il décroit avec l'augmentation de celle-ci. La relation entre la substitution et les conditions P,T a été étudiée expériementalement par VELDE (1965); elle est résumée, pour la phengite-Al-Mg dans le diagramme de VELDE(1967) (fig.VIII.10). Les phengites naturelles sont en général proches de ce type.

On peut alors analyser des phengites naturelles et, en les assimilant à des phengites-Al-Mg, les situer sur les courbes de ce diagramme et, en connaissant la température, déduire la pression correspondante.

L'équipe italienne de Padoue (Cipriani, Sassi) a développé une autre approche très économique qui remplace l'analyse par la mesure des paramètres de maille en diffraction RX.

5.3 ETUDE DES PHENGITES EN DIFFRACTION RX

5.3.1 La mésure

Nous avons fait la mesure de (060) et de (002) sur 16 échantillons. Chaque mesure est la moyenne de 5 passages à vitesse $0,5^{o}$/min avec comme étalons internes quartz (211) et talc (002) qui a été rajouté. On obtient:

$\bar{x}_{b_o}$=9,029 écart-type 0,008

$\bar{x}_{(002)}$=9,962 écart-type 0,009

Tous ces échantillons présentent la paragenèse à albite et chlorite, en l'absence de feldspath potassique.

5.3.2 L'interprétation

D'après la littérature, on peut envisager deux interprétations suivant des approches différentes.

(a) Selon SASSI et al.(1974 et 1976), on peut observer la variation isotherme de la pression et en déduire le type de métamorphisme en fonction du gradient de pression. La température est fixée approximativement en limitant l'échantillonnage aux faciès les moins profonds des schistes verts. Nos échantillons sont conformes à cette convention.

Notre valeur de b_o se trouve intermédiaire entre les types 4 et 5 de SASSI et al.(1974), c'est-à-dire entre le métamorphisme classique du Dalradien d'Ecosse et celui des Schistes d'Otago de la Nouvelle Zélande.

Si on superpose à la limite anchizone-épizone (WINKLER,1979) les limites du métamorphisme barrovien selon MIYASHIRO(1972), on peut estimer la pression à 4,5 kb (fig.VIII.11).

(b) Une deuxième interprétation se base sur le diagramme expérimental de VELDE(1967). Il faut pour cela traduire les valeurs de b_o et de (002) en degré de substitution chimique, ce qui ne va pas sans problèmes. GUIDOTTI et al.(1976) proposent bien un diagramme à ce but (fig.VIII.12), mais on peut difficilement estimer les erreurs qui résultent des approximations inévitables.

En effet, ce diagramme corrèle b_o et d(002) à une valeur RM qui est le paramètre du degré de substitution chimique utilisé par l'équipe de Padoue. Sa définition est:

$$RM = 1/2Fe_2O_3 + FeO + MgO \quad [\text{prop. mol.}]$$

en proportions molaires, c'est-à-dire en pourcents-poids divisés par la masse moléculaire. Nos mesures indiquent (fig.VIII.12):

$$RM = 0,1.$$

Le diagramme de Velde utilise Si, nombre de ions Si dans la formule structurale basée sur 11 oxygènes. On ne peut passer de RM à Si qu'en négligeant le Fe''' éventuellement compris dans la valeur RM. Sur cette base on obtient:

$$Si = 3,4.$$

On peut maintenant utiliser cette valeur dans le diagramme de Velde (fig.VIII.13). On y lit, à la limite anchizone-épizone:

$$T=350^{\circ}C;\ P=4,75\ kb.$$

Ce résultat a été obtenu moyennant les nombreuses suppositions et simplifications faites.

5.4 ETUDE DES PHENGITES A LA MICROSONDE

Nous avons fait cinq points à la microsonde Camebax sur des phyllosilicates néoformés de l'échantillon SBC207. En diffractométrie RX semi-quantitative, celui-ci avait donné la composition modale suivante:

quartz	mica	chlorite	albite	feldsp.-K	dolomite	calcite
84	8	0	3	0	5	0

Le degré de substitution phengitique est déterminé par les occupations du site tétraédrique par Si et celle du site octaédrique par Fe ou Mg. Les analyses montrent les occupations suivantes (sur 11 oxygènes) (les analyses complètes cf. tabl.VIII.2):

No. d'analyse	73	74	75	76	77	$\bar{x}$	écart-type
Si	3,42	3,45	3,44	3,46	3,39	3,43	0,02
Fetot Mg	0,44	0,42	0,40	0,47	0,44	-	-

Il s'en dégage deux résultats:

(a) le nombre de Fetot Mg correspond assez bien au nombre d'ions Si qui se substituent à Al en dépassement des 3 Si de la muscovite, ce qui montre l'absence de teneurs significatives en Fe''';

(b) l'occupation de Si est de 3,4 ce qui correspond au résultat obtenu à partir de la diffractométrie RX.

5.5 CONCLUSION SUR LA SUBSTITUTION PHENGITIQUE

L'étude des phengites en diffraction RX permet:

- de caractériser le métamorphisme par son gradient de pression.

Nos mesures se situent entre les types 4 et 5 de SASSI et al. (1974), c'est-à-dire qu'il s'agit d'un métamorphisme barrovien proche de la limite avec le métamorphisme de haute pression.

- d'approcher, par le diagramme de GUIDOTTI et al.(1976), la substitution chimique. On obtient RM=0,1 ce qui correspond approximativement à Si=3,4 dans la formule structurale basée sur 11 oxygènes.

Cinq analyses à la microsonde confirment ce résultat en indiquant une moyenne de Si=3,43.

Ceci permet, en se basant sur un métamorphisme à la limite anchizone-épizone, d'estimer la pression à 4 ou 5 kb.

	73	74	75	76	77
SiO_2	50,12	52,56	52,53	51,67	50,26
Al_2O_3	26,71	28,31	28,62	26,65	7,13
FeO	1,39	1,44	1,13	1,89	1,32
MgO	3,49	3,44	3,39	3,60	3,58
CaO	0,04	0,04	0,01	0,09	0,00
Na_2O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	10,07	7,86	8,84	8,82	10,56
TiO_2	0,20	0,36	0,18	0,14	0,27
tot	92,05	94,34	94,75	92,88	93,22

Tabl.VIII.2 - Analyses à la microsonde de phengites de l'échantillon SBC207.

6. CONCLUSION SUR L'ETUDE DU METAMORPHISME

Le faible métamorphisme dans les métasédiments ne fait que rarement la joie du pétrographe. Des minéraux néoformés, seulement deux méritent être cités: la paragonite et le stilpnomélane. Ils nous situent dans l'anchizone profonde ou dans la sous-zone à chlorite de l'épizone. Pour mieux cerner ce métamophisme nous avons utilisé:

- la cristallinité de l'illite,
- la maturité de la matière organique,
- la substitution phengitique des micas.

Les résultats sont réunis dans le tableau suivant:

méthode	résultat
cristallinité de l'illite	à la limite anchizone-épizone
diffractométrie RX des charbons	anchizone profonde (approximativement)
refléctométrie des charbons	limite anchizone-épizone
mesure de b des phengites (SASSI)	métamorphisme de type barrovien à tendence haute pression
substitution phengitique (VELDE)	à la limite anchizone-épizone on obtient une pression de 4 à 5 kb

Ces résultats sont sujets à de nombreuses réserves. La cristallinité de l'illite et la maturité de la matière organique sont des paramètres fidèles dans la diagenèse, beaucoup moins aux abords de l'épizone. En plus, nous n'avons pas pu séparer les effets des différentes phases alpines.

Les différentes méthodes ne mesurent pas le même phénomène. L'augmentation de la cristallinité de l'illite et celle de la maturité de la matière organique sont des réactions irreversibles. Leur avancement, loin d'être un thermomètre, intègre les températures successives du métamorphisme.

La substitution phengitique par contre est une adaptation à des conditions P,T qui subsiste à l'état métastable. Elle reflète probablement surtout les derniers évènements.

Au sud de notre terrain (Névache), PIANTONE(1980) déduit des paragenèses des microdiorites: T≈250 à 300°C; P≈2,5kb. Nos valeurs (T≈350°C; P≈4 à 5 kb) montrent une augmentation vers le nord. On sait que les zones métamorphiques prennent la zone houillère en écharpe (SALIOT,1973; cf. fig.VIII.7, isograde "zoisite +").

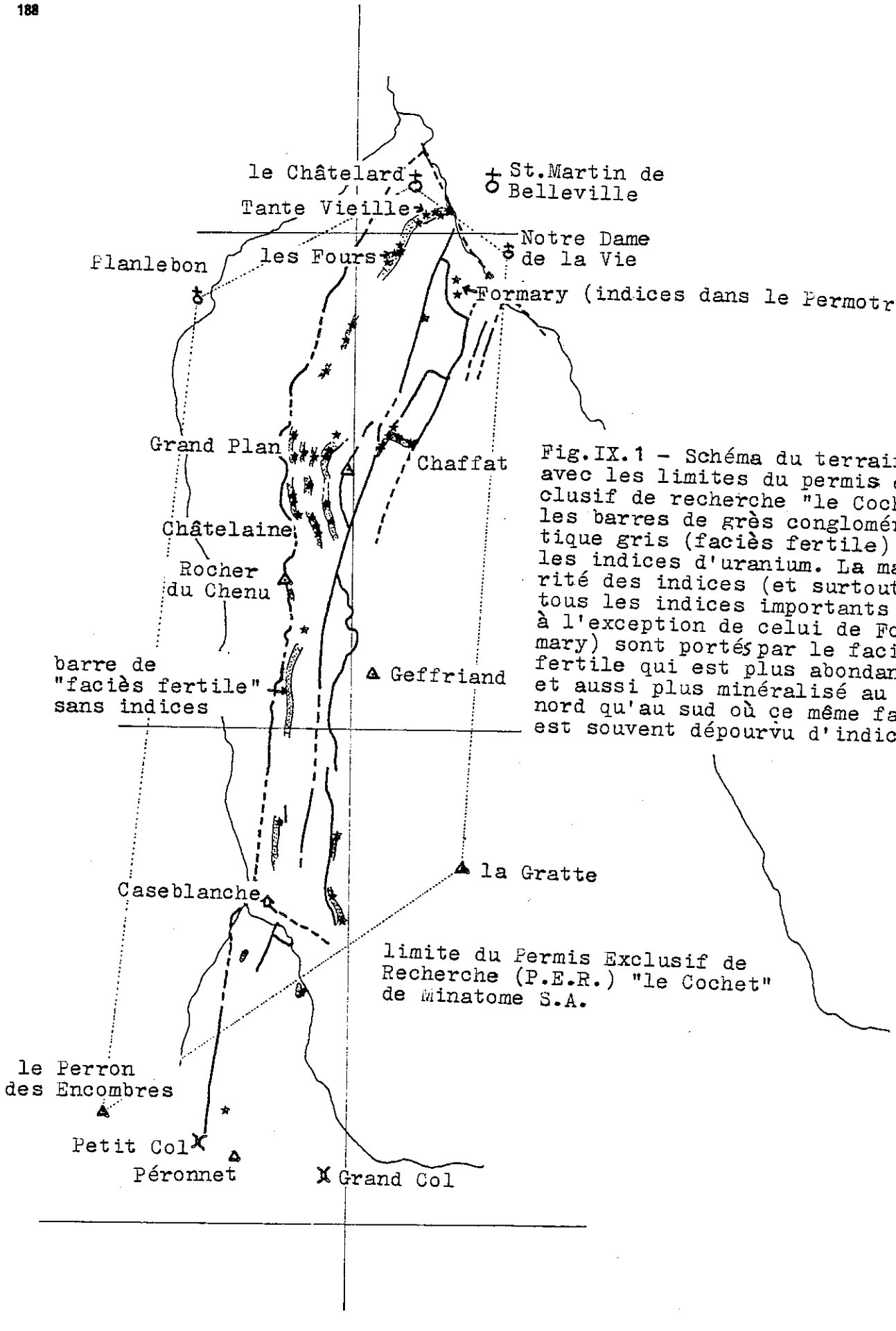


Fig.IX.1 - Schéma du terrain avec les limites du permis exclusif de recherche "le Cochet", les barres de grès conglomératique gris (faciès fertile) et les indices d'uranium. La majorité des indices (et surtout tous les indices importants à l'exception de celui de Formary) sont portés par le faciès fertile qui est plus abondant et aussi plus minéralisé au nord qu'au sud où ce même faciès est souvent dépourvu d'indices.

CHAPITRE IX

LA MINERALISATION D'URANIUM

1. INTRODUCTION: LE PERMIEN, UNE PERIODE FAVORABLE

Les sédiments permiens sont, en Europe, des hôtes souvent favorables aux concentrations d'uranium. Ceci est dû à la mise en solution, durant cette époque, d'un stock métal important et à la présence dans le Permien détritique continental de pièges où l'uranium a pu se concentrer.

La prospection des bassins permiens français fut intensifiée après que fut reconnue l'importance de la minéralisation uranifère du bassin de Lodève (plus de 20 000 t d'U). C'est ainsi qu'en 1975 furent découverts les premiers indices de notre terrain au cours des recherches entreprises par la mission Alpes de Minatome sous la direction de B.Hery, S.Menicucci et R.Aumaitre. Un permis exclusif de recherche (P.E.R.) de 24 km^2 fut accordé en 1979 (fig.IX.1).

2. LOCALISATION ET DESCRIPTION DES INDICES

2.1 LA REPARTITION DES INDICES ET LE FACIES FERTILE

Les indices de notre terrain sont en général portés par des grès conglomératiques gris constituant le "faciès fertile" organisé en un ou plusieurs "niveau porteur". Cette règle souffre les exceptions suivantes: deux indices faibles dans le Permien hors du faciès fertile; trois indices dans le Permotrias dont un (Formary) relativement important; un indice moyen dans la base des quartzites werféniens; un indice très faible dans le sommet de cette même formation.

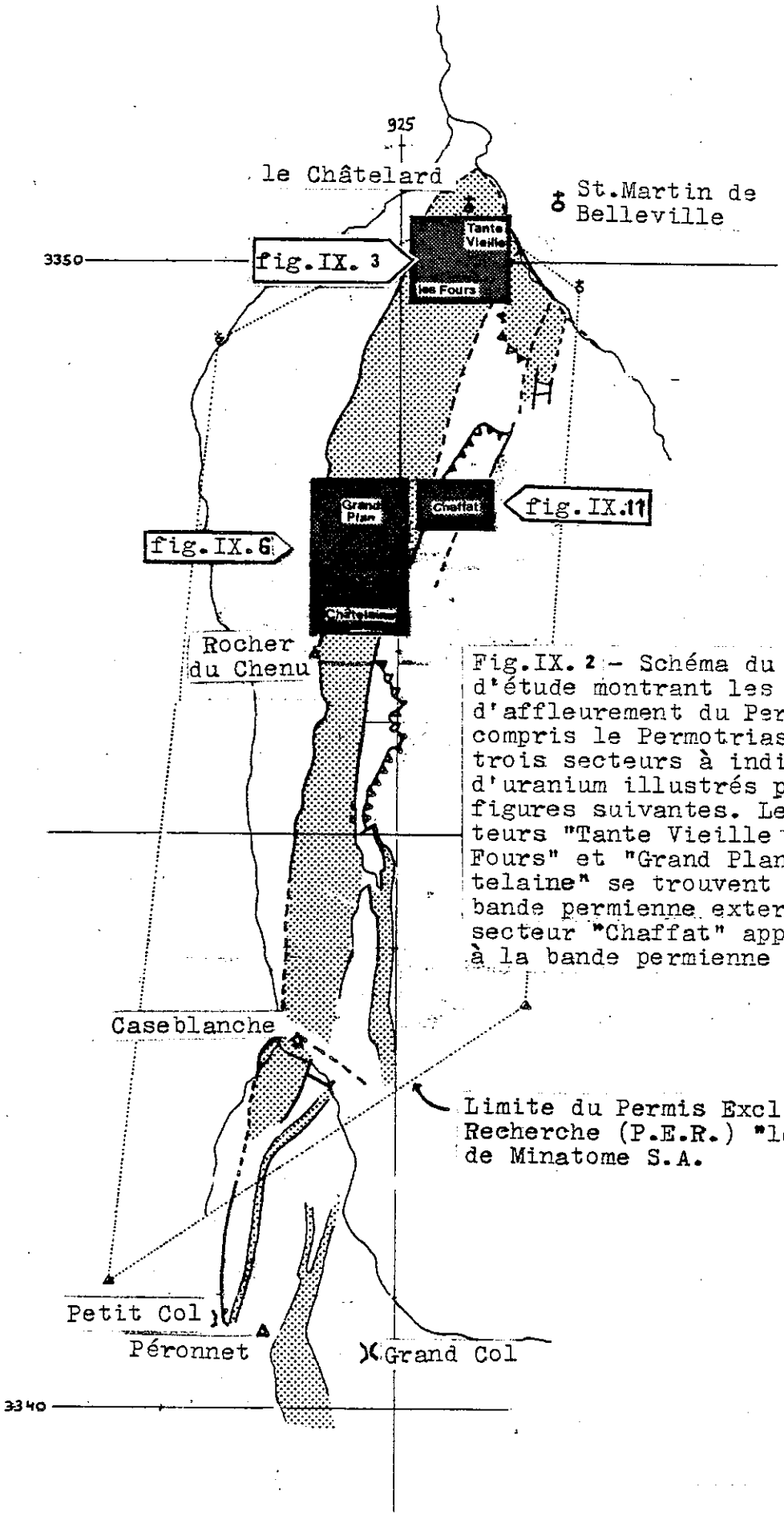


Fig.IX. 2 - Schéma du terrain d'étude montrant les zones d'affleurement du Permien (y compris le Permotrias) et les trois secteurs à indices d'uranium illustrés par les figures suivantes. Les secteurs "Tante Vieille - les Fours" et "Grand Plan - Châtelaine" se trouvent dans la bande permienne externe. Le secteur "Chaffat" appartient à la bande permienne interne.

Le faciès fertile (de couleur grise) possède des équivalents latéraux de couleur verte ou rouge qui sont toujours stériles. Les faciès grésoconglomératiques du Permien (y compris le faciès fertile) diminuent d'importance en allant du nord au sud. Le faciès fertile, malgré son nom, ne porte pas toujours d'indices. Il y a notamment à l'ouest de Geffriand une barre entière de grès conglomératique gris sans indices (fig.IX.1). On a l'impression que dans le sud du terrain le facies fertile n'est pas seulement moins fréquent, mais aussi que la minéralisation y est moins dense. La répartition de la minéralisation à l'intérieur de ce faciès se montre ainsi inhomogène aux échelles hectométrique et kilométrique. Si l'on pouvait reconstituer la paléogéographie avant déformation, on pourrait probablement y cartographier des zones favorables et défavorables à l'intérieur du faciès fertile (ou des niveaux fertiles), comme ceci a été fait dans le système de chenaux du Shinarump du Trias de l'Utah (MALAN, 1968).

Nous n'entreprendrons pas la description systématique de tous les indices du terrain, mais nous décrirons dans la suite les trois secteurs contenant les minéralisations les plus importantes (fig,IX.2).

Les deux premiers ("Tante Vieille - les Fours" et "Grand Plan - Châtelaine") se trouvent respectivement dans les parties nord et centrale de la bande permienne externe. Le troisième ("Chaffat") se situe dans la bande permienne interne qui forme le flanc inverse du synclinal de St.Martin de Belleville.

2.2 LE SECTEUR "TANTE VIEILLE - LES FOURS"

Les indices de ce secteur se suivent le long d'une seule barre de grès conglomératique gris (fig.IX.3). L'affleurement le plus instructif est celui de la "Falaise de Tante Vieille", petite paroi rocheuse se dressant au-dessus de la route de St.Martin de Belleville au Châtelard (fig.IX.3a). A première vue, la schistosité seule y est décelable. En raison du fauchage, important même dans ce niveau conglomératique, cette schistosité s'incurve, montrant un pendage plus fort à l'est qu'à l'ouest. D'après les rares observations possibles du rapport schistosité-stratification sur les niveaux de schistes verts, la polarité tectonique est normale (fig.IX.3b). L'uranium se trouve dans des lentilles de schiste charbonneux à la base de la paroi. Ces lentilles, de dimension métrique, sont parallèles à la schistosité (fig.IX.3c). Elles semblent avoir été réorientées par la déformation.

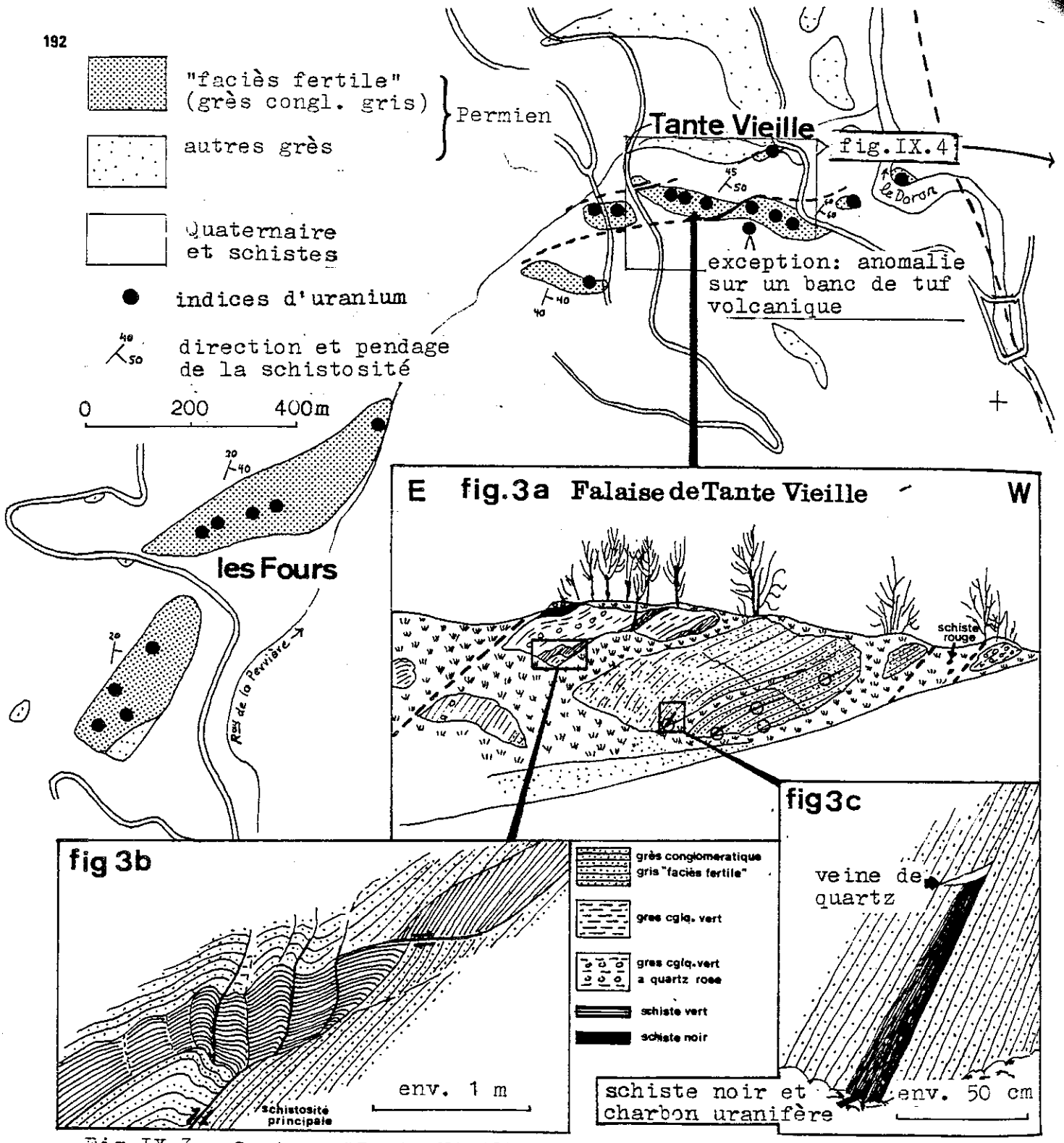


Fig.IX.3 - Secteur "Tante Vieille - les Fours" (situation cf. figure précédante).

La carte simplifiée des affleurements des grès permiens (en haut) montre que les indices d'uranium sont liés à ces grès et plus exactement au "faciès fertile" constitué par des grès conglomératiques gris à poches de matière organique.

L'affleurement de la "Falaise de Tante Vieille" (fig.3a, vue du NE) est formé par un panneau de grès permien entre deux failles ou "couloirs de déformation" dans lesquels la schistosité principale est reprise par une "déformation de crénulation". La stratification n'est visible que par la limite lithologique schiste-grès, très reprise par la tectonique (fig.3b). L'uranium se trouve dans des lentilles de schistes noirs charbonneux disposées parallèlement à la schistosité (fig.3c).

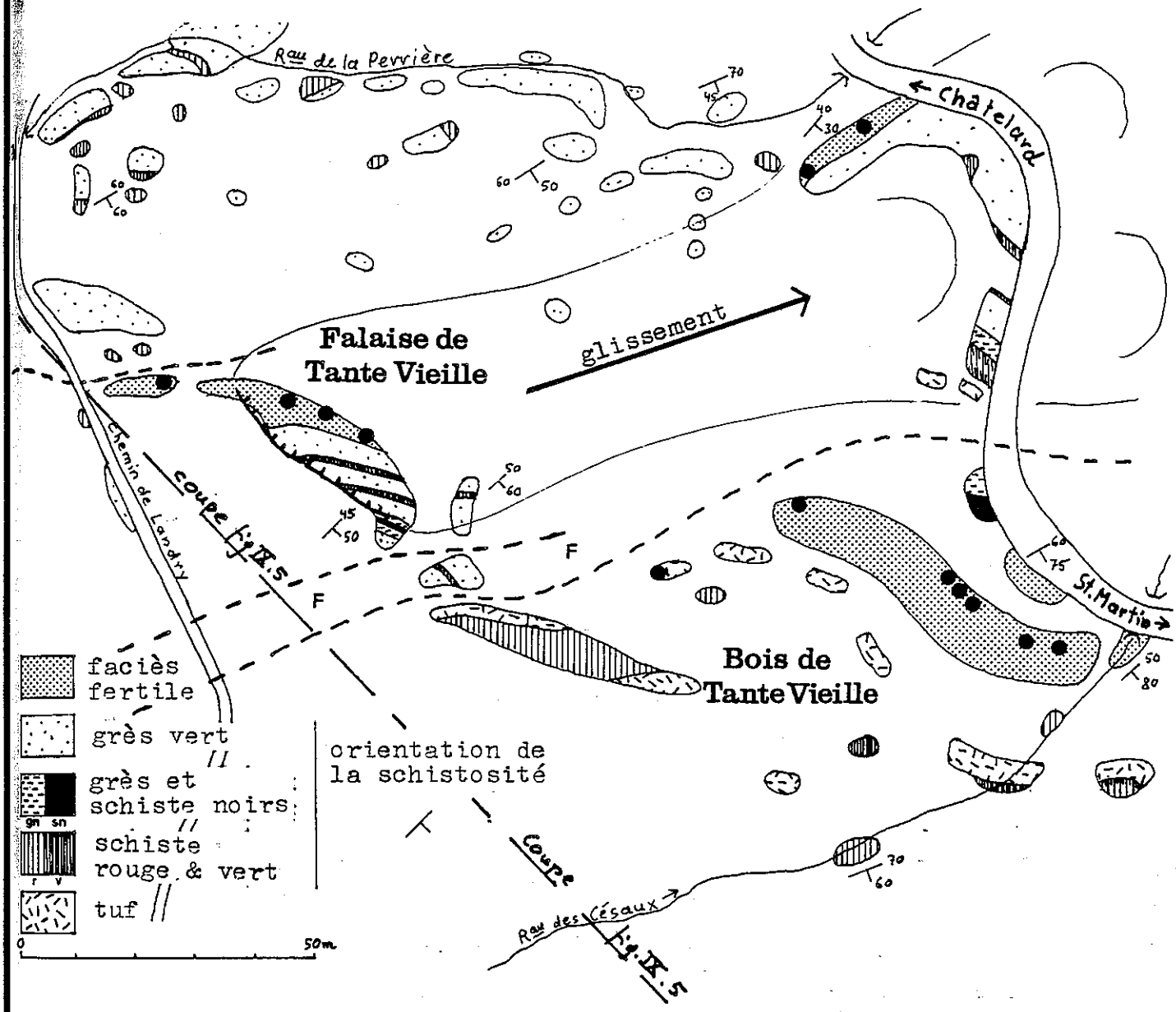


Fig. IX.4 - Carte géologique du lieu-dit "Tante Vieille" et de ses alentours avec les indices d'uranium (ronds noirs).

A la "Falaise" et dans le "Bois", on observe la succession de couches suivante, du haut en bas:

- schistes rouges avec bancs de tuf albitisé,
- grès et schistes noirs
- grès verts, parfois à quartz rose, passant au terme suivant,
- grès conglomératiques gris à galets de tourmalinite et indices d'uranium.

Cette même série, avec des indices d'uranium, se retrouve le long de la route de St.Martin au Châtelard en contre-bas de la "Falaise". Cette répétition et la morphologie de Tante Vieille s'expliquent, d'après nous, par un glissement de terrain ancien dont la "Falaise" marque la niche d'arrachement. Il ne faut ainsi pas chercher l'aval-pendage des indices situés en bordure de route, sur le panneau glissé.

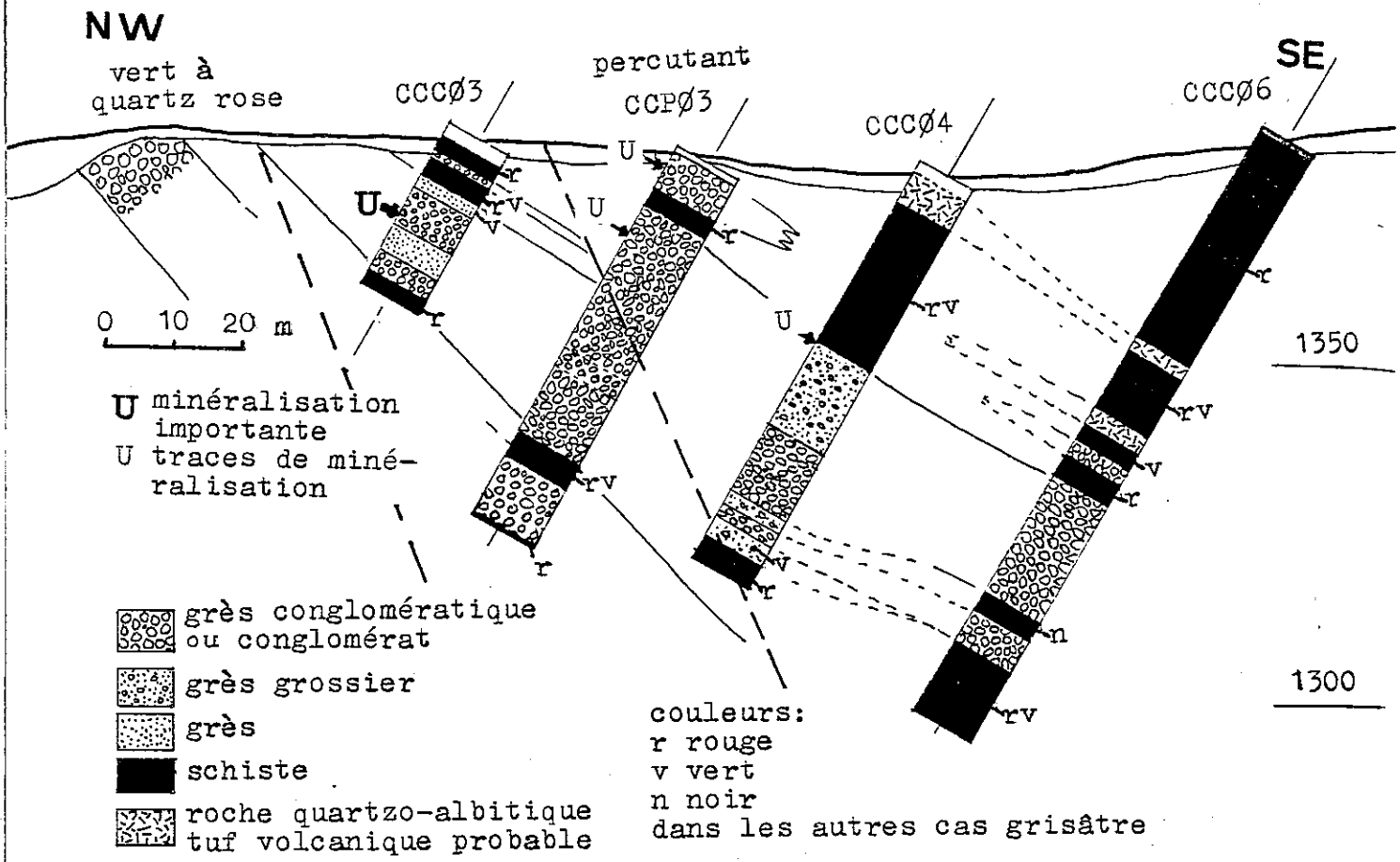


Fig.IX.5 - Coupe établie à l'aide de quatre sondages dans le secteur de Tante Vieille (localisation cf. figure précédente). Les forages "CCC" sont carottés, le forage "CCP" est destructif (percutant) et son log est dérivé des "cuttings".

Les corrélations sont difficiles et on ne sait pas quelle importance rélative attribuer, dans les variations latérales rapides qui semblent la règle, à la sédimentation et à la tectonique.

C'est une tache encore plus ardue de comprendre le comportement de la minéralisation.

Des difficultés de cet ordre ont été rencontrés pratiquement toujours dans les corrélations d'un sondage à l'autre.

A l'est de la "Falaise de Tante Vieille" que nous venons de décrire, les affleurements continuent dans le "Bois de Tante Vieille" après le passage d'une faille double de faible rejet ("F" sur la fig.IX.4). Dans ces affleurements, le faciès fertile porteur d'indices est recouvert par des schistes rouges dans lesquels s'intercalent deux bancs de roches dures massives quartzo-albitiques que nous interprétons comme des tufs (cf. §III.2.5, p59).

Le long de la route St.Martin - le Châtelard, en dessous de la "Falaise de Tante Vieille", on peut relever une coupe semblable à la succession observée à la "Falaise" et au "Bois de Tante Vieille". En effet, on y rencontre du nord au sud:

- grès conglomératiques gris à indices d'uranium
- grès vert
- grès vert à quartz roses
- schistes verts
- grès noirs
- schistes rouges
- roches quartzo-albitique (en blocs)

Nous pensons qu'il s'agit-là d'un panneau glissé (fig.IX.4). Les indices situés sur ce panneau n'auraient donc pas d'aval-pendage.

Les sondages faites dans le secteur de Tante Vieille montrent des variations rapides de faciès et une répartition apparemment aléatoire de la minéralisation qui est entièrement absente dans certaines passées importantes de faciès fertile (CCCØ6, fig.IX.5).

2.3 LE SECTEUR "GRAND PLAN - CHATELAINE"

Dans ce secteur, les barres de faciès fertile se répètent jusque'à quatre fois sur une même transversale (fig.IX.6 et 7). Les variations du rapport schistosité-stratification montrent l'existence de plis (des flancs inverses ont été identifiés aux deux endroits marqués "F.I." sur fig.IX.6).

Il n'est cependant pas sûr que toutes les répétitions de barres conglomératiques permiennes sont dûes à la tectonique et des répétitions stratigraphiques ne peuvent pas être exclues. Ainsi la barre supérieure de Châtelaine seule est recouverte par le Permotrias et elle pourrait être d'un âge légèrement plus jeune que les autres.

Les indices d'uranium sont associés à la matière organique (les plus forts) ou à des dissémination de sulfures. Ce dernier type de minéralisations montre des teneurs plus faibles, mais a l'avantage d'être moins sensible aux effets de la déformation.

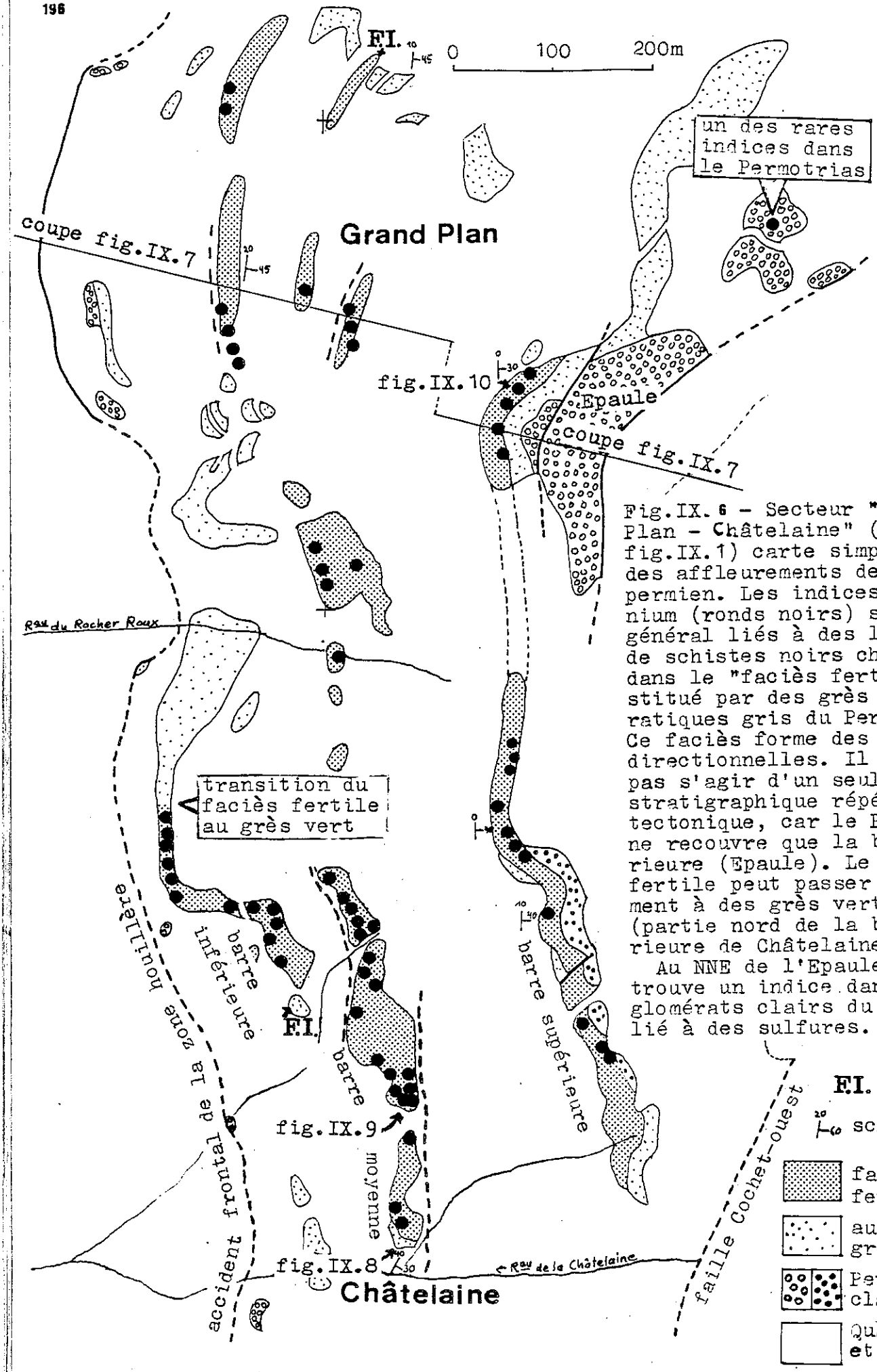


Fig.IX.6 - Secteur "Grand Plan - Châtelaine" (situation fig.IX.1) carte simplifiée des affleurements de grès permien. Les indices d'uranium (ronds noirs) sont en général liés à des lentilles de schistes noirs charbonneux dans le "faciès fertile" constitué par des grès conglomératiques gris du Permien. Ce faciès forme des barres directionnelles. Il ne semble pas s'agir d'un seul niveau stratigraphique répété par la tectonique, car le Permotrias ne recouvre que la barre supérieure (Epaule). Le faciès fertile peut passer latéralement à des grès verts stériles (partie nord de la barre inférieure de Châtelaine).

Au NNE de l'Epaule, on trouve un indice dans les conglomérats clairs du Permotrias lié à des sulfures.

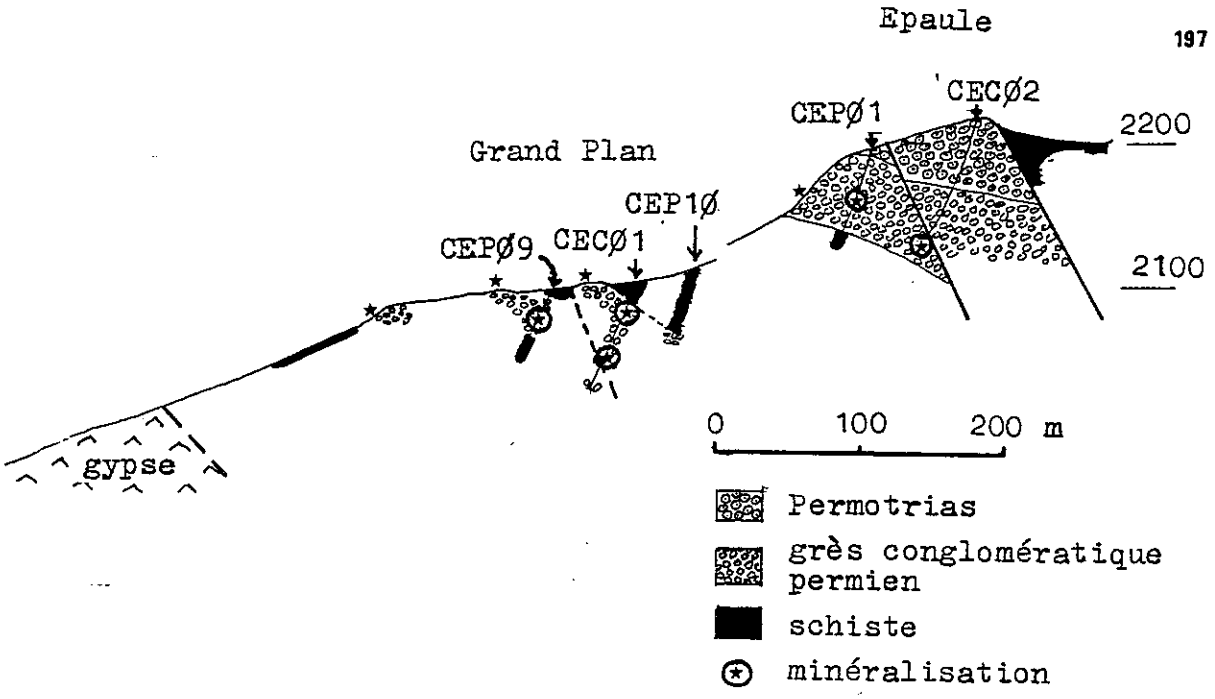


Fig.IX.7 - Coupe établie à l'aide de cinq sondages dans le secteur de l'Epaule et du Grand Plan (localisation cf. figure précédente). Les forages "CEC" sont carottés, les forages "CEP" sont destructifs (percutants) et leur logs sont déduits des "cuttings".
Si la structure de l'Epaule paraît assez simple, celle du Grand Plan reste peu connue.

La barre inférieure de Châtelaine

La barre inférieure est intéressante parce qu'elle comporte une partie en flanc inverse et correspond peut-être en entier à un petit anticlinal déversé vers l'ouest (cf. chapitre VII). Elle montre en plus un bel exemple de passage latéral du faciès fertile au sud à un faciès stérile au nord qui se manifeste par une variation de couleur: grise pour le premier, verte pour le second. Au contraire de ce que l'on aurait pu espérer, il n'y a pas de concentration d'uranium à l'interface: les indices se distribuent de manière à peu près égale à l'intérieur du faciès gris, fertile.

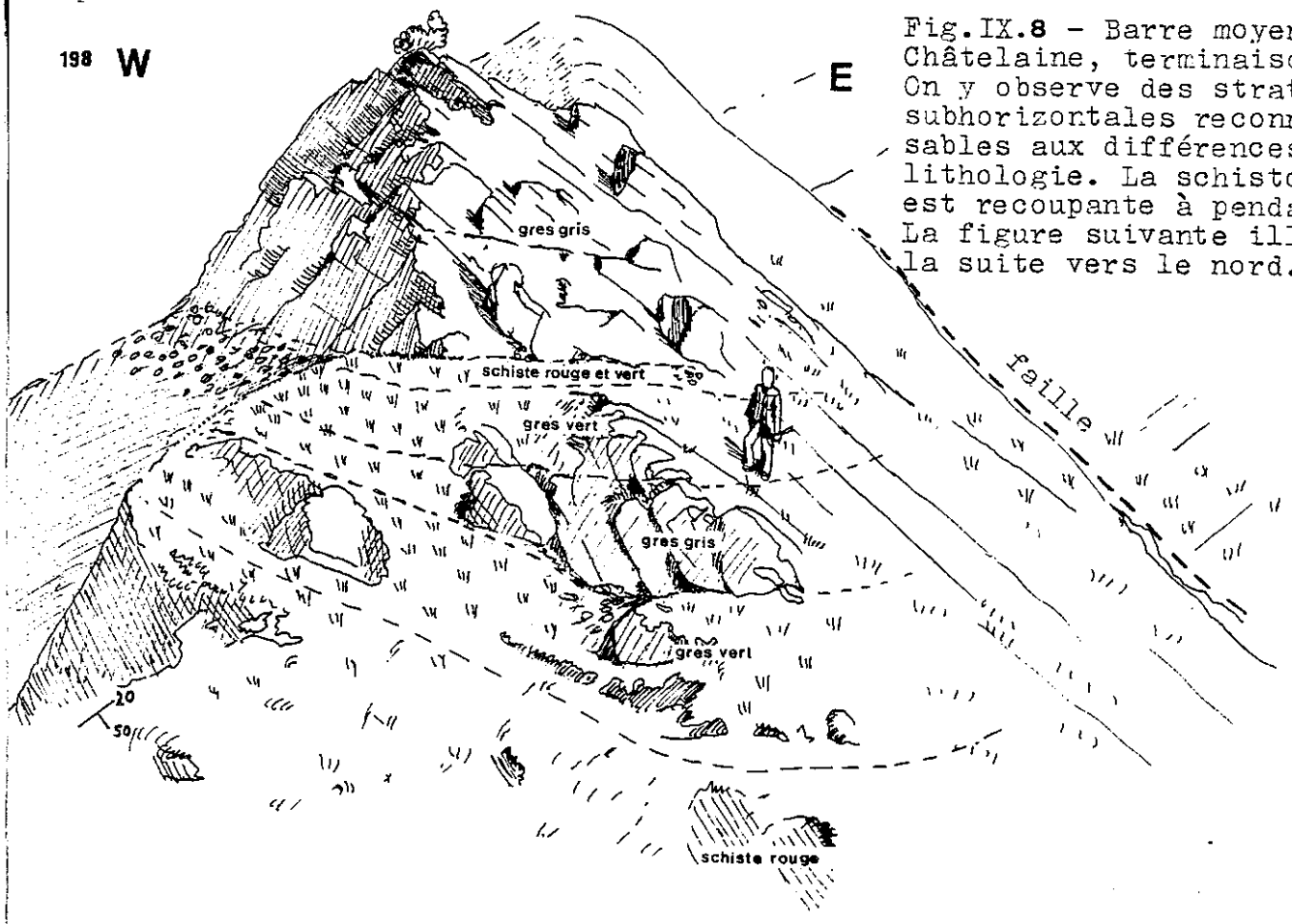
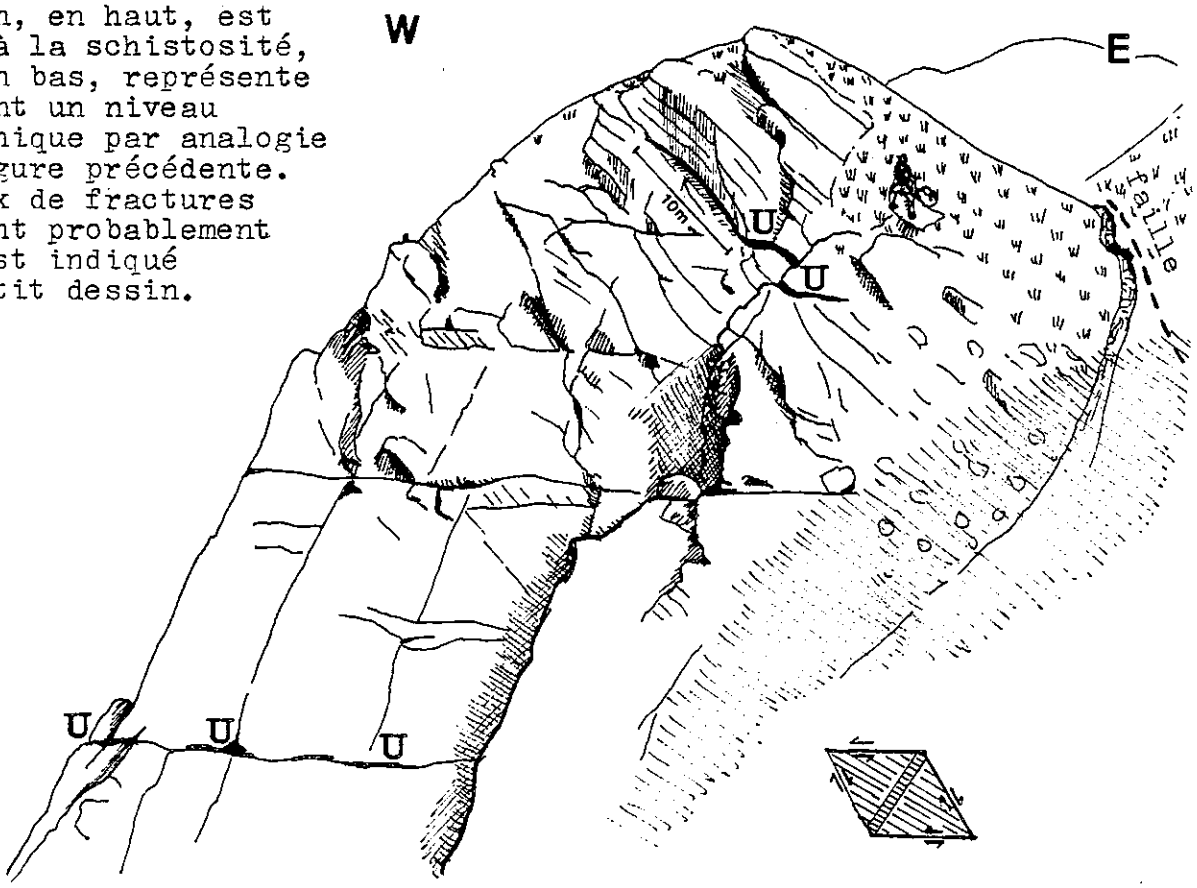


Fig.IX.8 - Barre moyenne de Châtelaine, terminaison sud. On y observe des strates subhorizontales reconnaissables aux différences de la lithologie. La schistosité est recoupante à pendage est. La figure suivante illustre la suite vers le nord.

Fig.IX.9 - Barre moyenne de Châtelaine, partie centrale. On y trouve, dans le faciès fertile, deux bandes de schistes charbonneux uranifères. L'un, en haut, est parallèle à la schistosité, l'autre, en bas, représente probablement un niveau stratigraphique par analogie avec la figure précédente. Les réseaux de fractures s'expliquent probablement comme il est indiqué dans le petit dessin.



La barre moyenne

La barre moyenne de Châtelaine montre des indices portés par deux types de plans (fig.IX.8 et 9).

Un niveau subhorizontal de schiste charbonneux à indices faibles et moyens se suit sur une vingtaine de mètres dans la partie basse de la falaise. L'observation de litages subhorizontaux dans les grès conglomératiques au toit de ces schistes montre qu'il s'agit d'un niveau stratigraphique. Il est recoupé par la schistosité à fort pendage est, ce qui indique une polarité tectonique normale.

D'autres indices, beaucoup plus importants, se trouvent plus haut dans le falaise, dans des schistes charbonneux et des charbons impurs en lentille décamétrique parallèle à la schistosité, près de l'accident qui limite le faciès fertile à l'est.

On pourrait certes envisager que les deux horizons porteurs d'indices matérialisent un même niveau stratigraphique, l'horizon supérieur formant le flanc inverse d'un synclinal déversé vers l'ouest.

Nous pensons plutôt que le matériel minéralisé (schiste et charbon), disposé à l'origine dans la stratification à l'exemple du niveau inférieur, a été injecté mécaniquement dans la schistosité sous l'effet du jeu de la faille pour donner le niveau supérieur.

La barre supérieure

La barre supérieure de Châtelaine affleure en haut du cirque de Châtelaine et réapparait, après une zone de recouvrement, dans l'"Epaule", promontoire nord de la Pointe de la Fenêtre au-dessus du Grand Plan (fig.IX.4).

Les indices de l'Epaule correspondent à des lentilles de schistes charbonneux uranifères dans le faciès fertile. Les affleurements, d'assez bonne qualité, permettent de voir les dimensions réduites de ces lentilles et la forte reprise par la tectonique (fig.IX.7). Plus au sud, on trouve des indices faibles sur des galets centimétriques et décimétriques de charbons ou de schiste noir dans le faciès fertile. Ils proviennent très probablement du remaniement intraformationnel des lentilles précédentes.

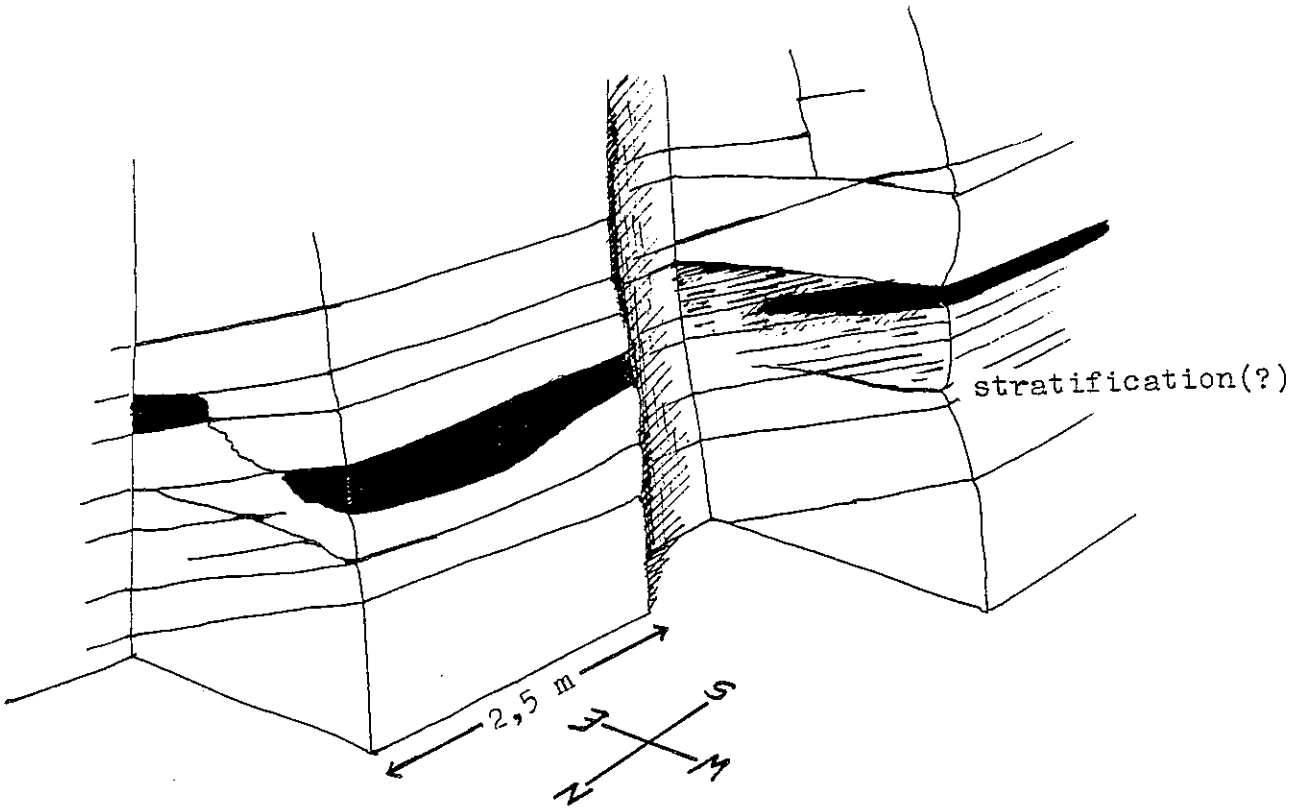


Fig.IX.10 - Les indices de l'Epaule sont liés à des lentilles de schistes charbonneux et à sulfures (en noir) allongés parallèlement à la direction de la schistosité. Ces corps ont des dimensions assez réduites. Ils semblent être les restes d'un ancien niveau plus continu disloqué par les mouvements tectoniques sur la schistosité. La partie plus schisteuse dans les grès à droite pourrait correspondre à un banc de la stratification à pendage plus faible que celui de la schistosité. Tous les pendages sont fortement diminués par le fauchage.

2.4 LE SECTEUR "CHAFFAT" (fig.IX.11 et 12)

Ce secteur diffère des précédents par sa situation dans le flanc inverse du synclinal de St.Martin de Belleville. Il forme ainsi un des affleurements de la bande permienns interne discontinue.

Si, dans la bande permienne externe, l'épaisseur du Permien (quelques centaines de mètres) est exagérée par des redoublements tectoniques, le Permien de la bande interne semble, au contraire, avoir été réduit par les laminages. L'épaisseur originelle des sédiments permiens, difficile à chiffrer, pourrait lui-aussi jouer un rôle dans ces différences.

Dans le secteur Chaffat, le Permien s.l. n'a que 50 m d'épaisseur moyenne et il est constitué surtout de grès clairs, rarement conglomératiques, du Permotrias. Ce faciès y est parfois proche de celui des quartzites werféniens dont il est cependant séparé par une intercalation de schistes rouges. On peut ainsi penser que le Permien s.s. dont la présence ne se manifeste que par de rares lentilles de charbon et par quelques galets de tourmalinites a supporté l'essentiel des laminages.

La partie occidentale du secteur est affectée par des plis métriques (d'axe moyen N40/10S) liés à la déformation "de crénulation" qui enroulent la schistosité "principale". Malgré les complications de détail, le Permien s.l. forme dans l'ensemble une dalle assez régulière à faible pendage SE. Cette dalle est limitée au nord par l'érosion, à l'ouest et à l'est par les failles "Cochet-ouest" et "Cochet-est", mais elle possède vers le sud un aval-pendage probablement important sous la couverture du Houiller.

Les indices se trouvent dans le Permien et dans le Permotrias. Les plus forts sont liés à de la matière organique qui pourrait avoir migré à l'état solide sous l'effet de la tectonique. C'est dans ce contexte qu'il faut voir l'unique indice dans la base des quartzites werféniens. Les effets de la déformation alpine paraissent avoir été plus importants dans ce secteur que dans ceux étudiés précédemment.

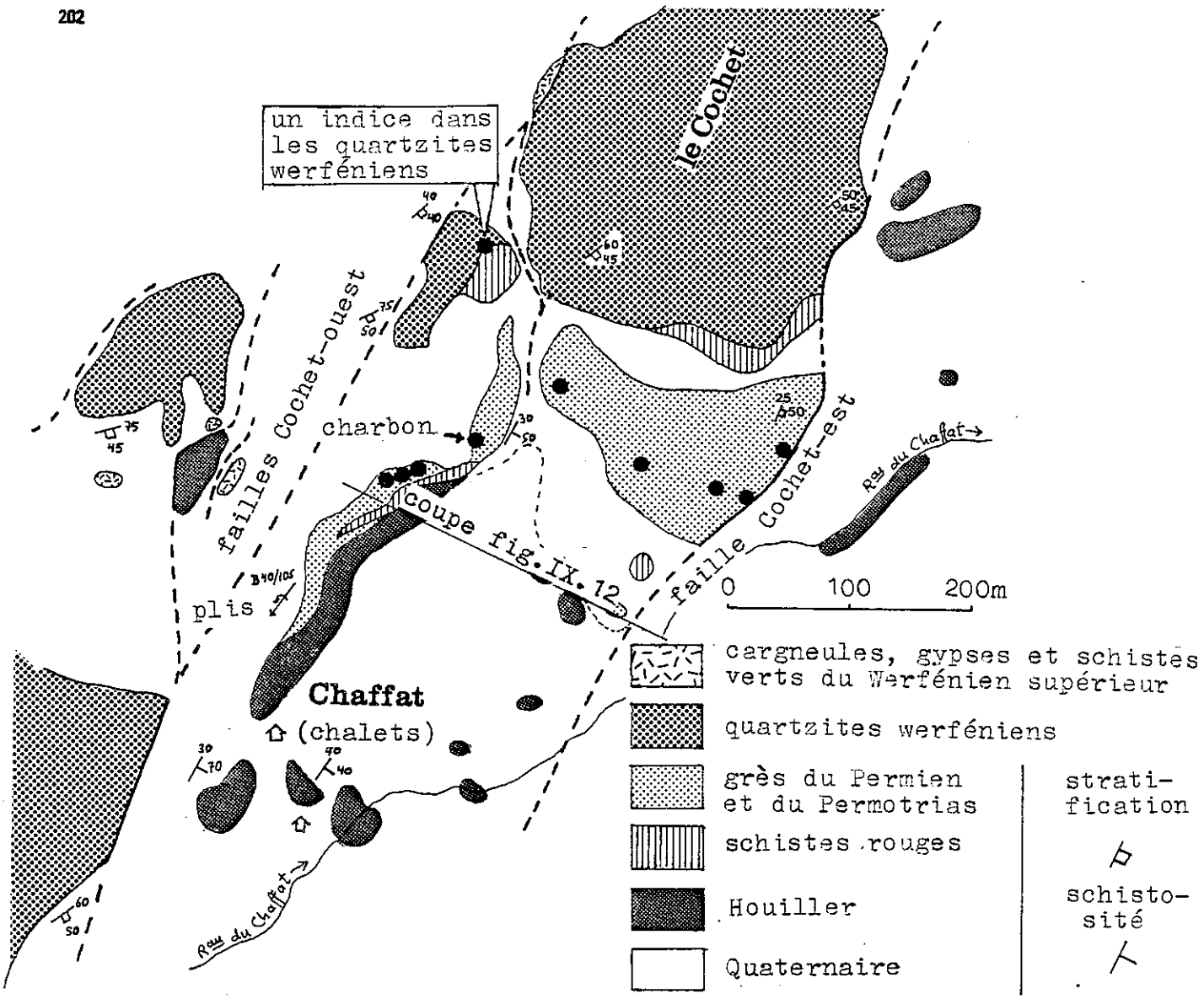


Fig.IX.11 - Secteur "Chaffat" (situation fig.IX.1 et 2), carte géologique avec les indices d'uranium. Ce secteur est formé par un panneau découpé dans le flanc inverse du synclinal de St.Martin de Belleville par les failles Cochet-est et Cochet-ouest.

Du nord au sud se recouvrent successivement les termes d'une série inverse:

- les quartzites werféniens du Cochet,
- le Permien s.l. (env.50m) représenté surtout par des grès clairs permotriasiques,
- le Houiller du type Assise de Tarentaise à schistes noirs et grès micacés.

La tectonique aurait supprimé la majorité du Permien s.s. et les Couches de Moriaz du sommet du Houiller. Cette tectonisation aurait causé des migrations de la matière organique minéralisée qui a même pu atteindre, localement, la base des quartzites werféniens.

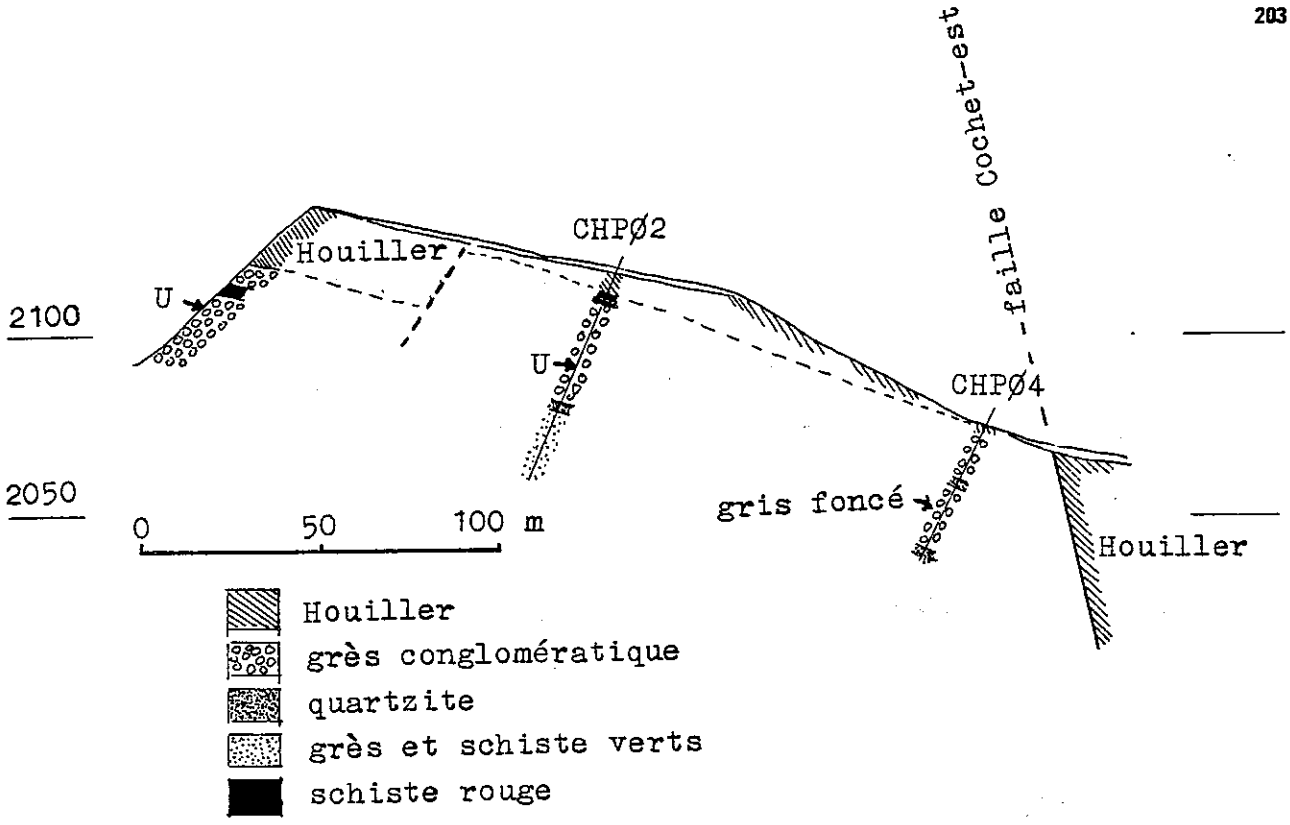


Fig.IX.12 - Coupe établie à l'aide de deux sondages destructifs du secteur Chaffat (localisation cf. figure précédente). Les sondages montrent bien que le Permien continue sous une couverture de Houiller ici encore très mince. Les quartzites werféniens rencontrés sous le Permien dans d'autres sondages du secteur, n'ont pas été atteints ici.

2.5 CONCLUSION SUR LA LOCALISATION ET LA DESCRIPTION DES INDICES

La cartographie radiométrique et géologique montre que les indices sont, à de rares exceptions près (*), liés à la variété grise des grès conglomératiques permiens (faciès fertile). Ce faciès n'est cependant pas partout porteur d'indices.

A l'intérieur de ces grès, l'uranium est concentré sur des lentilles riches en matière organique et sulfures. Certaines de ces lentilles ont gardé leur disposition originelle et sont alors parallèles à la stratification, mais la plupart ont été

* Ces exceptions sont:
- 1 indice sur un banc de roche quartzo-albitique à sulfures (tuf?) au ruisseau des Cariots;
- 2 indices sur des sulfures sans matière organique dans le conglomérat clair dolomitique du Permotrias;
- 1 indice lié à de la matière organique à la base du grès noir du Permotrias;
- 1 indice dans la base des quartzites werféneins à Chaffat;
- 1 indice très faible dans le faciès sommital des quartzites werféniens.

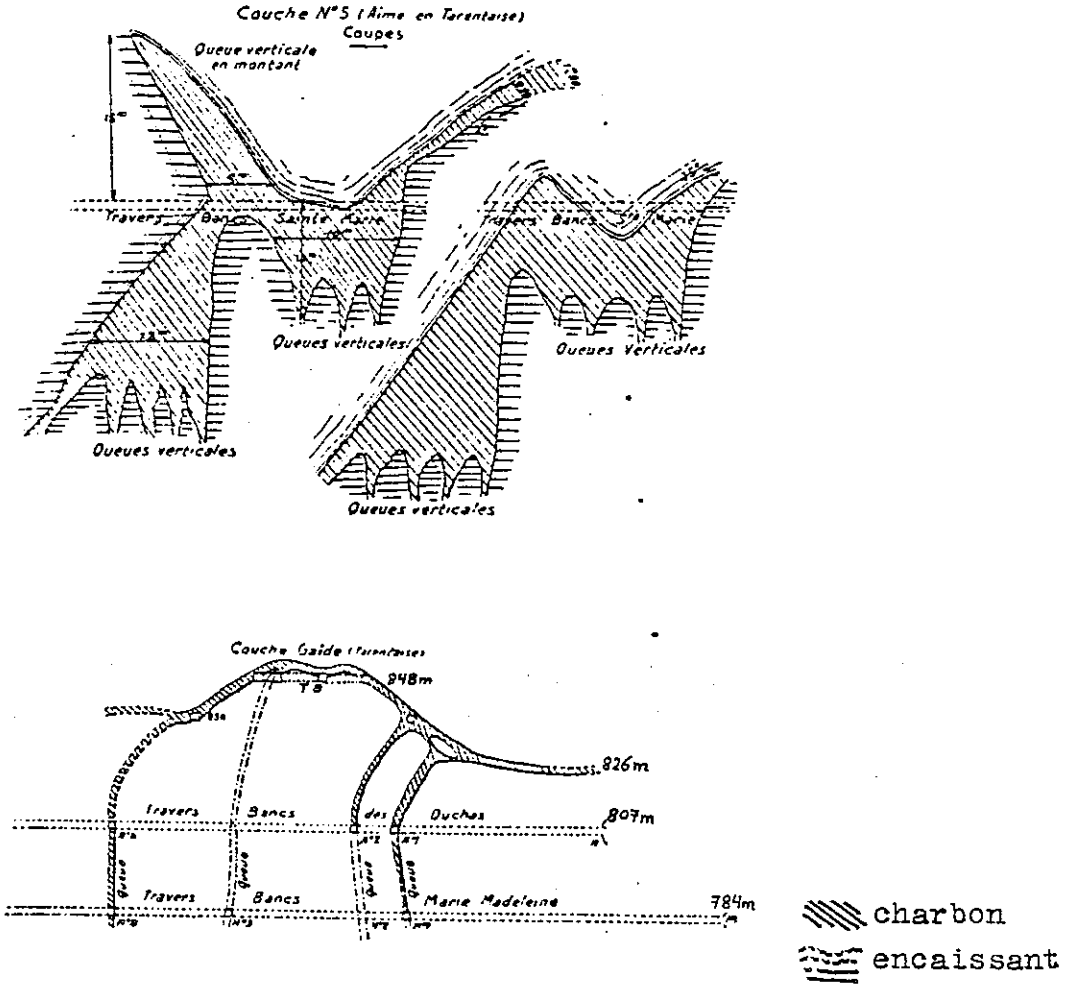


Fig.IX.13 - Deux coupes de MOULINIER(1924) illustrant les "queues de charbon" s'injectant dans des structures tectoniques à partir d'une couche. Nous pensons que nos charbons uranifères ont pu avoir un comportement analogue.

En haut la couche No.5 à Aime en Tarentaise avec une queue de 15 m;

en bas la couche Gaide à Sangot en Tarentaise qui montre quatre queues dépassant 50m reconnues par les travaux miniers entre les travers-bancs (TB) 784, 807 et 848 m.

réorientées et souvent disposées parallèlement à la schistosité. Il faut souligner l'importance de ces migrations mécaniques de la matière organique minéralisée sous l'effet des déformations alpines (sans remise en solution).

Ces phénomènes sont à rapprocher des observations des géologues du charbon qui décrivent des "queues de charbon" pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres (fig.IX.13) (MOULINIER,1924; BERSIER,1948; FEYS,1963).

Ces migrations pourraient parfois aboutir à des concentrations heureuses, mais ceci ne semble pas être le cas sur notre terrain où manquent les pièges tectoniques correspondants. Nous n'avons jamais trouvé des coeurs de plis dans le faciès fertile. L'effet des migrations est alors plutôt négatif car elles rendent encore plus ardue la tache de trouver et de suivre le minerai.

3. REPARTITION DE LA MINERALISATION A L'ECHELLE MICROSCOPIQUE

La liaison de l'uranium à la matière organique se confirme à l'échelle microscopique. Les autoradiographies faites sur des grès gris (fig.IX.14 et 15) montrent des émetteurs radioactifs dans la matrice, et plus particulièrement dans les couloirs, riches en matière organique, qui correspondent à la schistosité. Les grains uranifères eux-mêmes sont submicroscopiques. Ces observations sont confirmées par l'étude à la microsonde Caméca MS46 de lames minces de charbon impur fortement minéralisé (fig.IX.16). La structure "fluidale" de la matière organique de certaines lames minces illustre parfaitement sa mobilité (fig.IX.17).

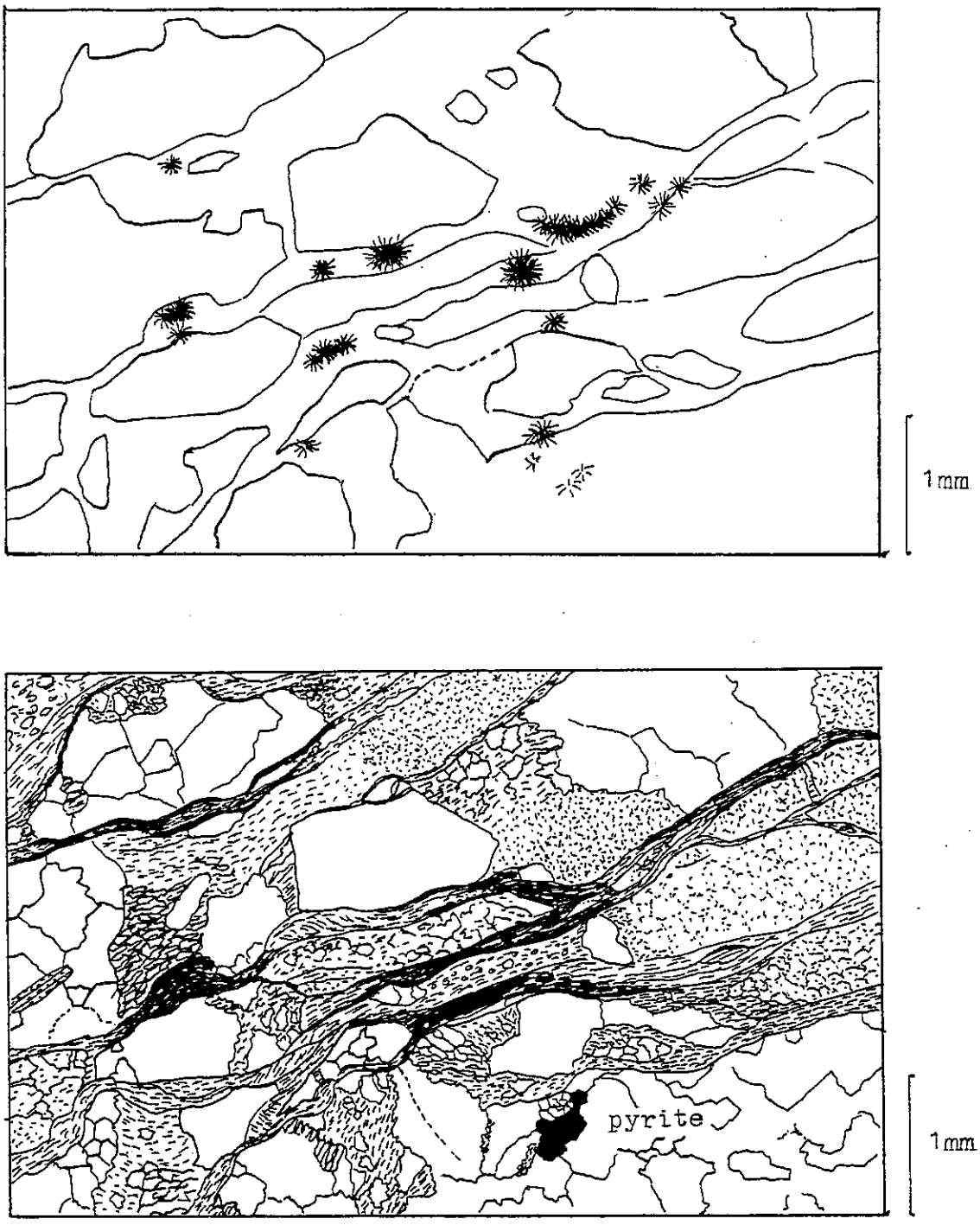


Fig.IX.14 - Autoradiographie (en haut) et lame mince correspondante, conglomérat gris minéralisé du Grand Plan, échantillon SBC244. Les grains radioactifs, trop petits pour être identifiés sur la lame mince, sont localisés dans les "couloirs" plus ou moins riches en matière organique de la schistosité, exceptionnellement en bordure de l'agrégat de pyrite dans le grain en bas à droite.

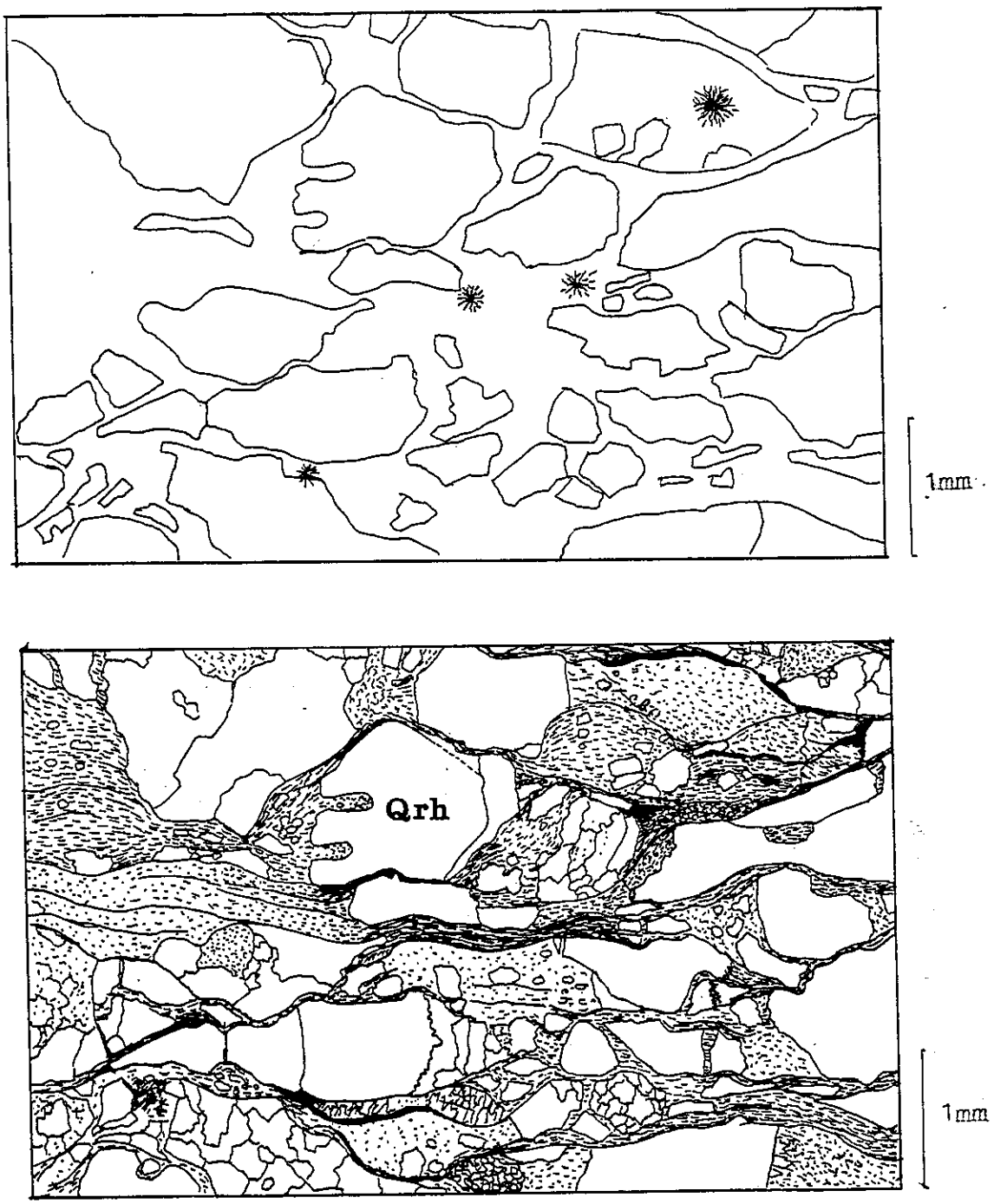


Fig.IX.15 - Autoradiographie (en haut) et lame mince correspondante, conglomérat gris minéralisé du Grand Plan, échantillon SBC244. Les grains radioactifs, trop petits pour être identifiés sur la lame mince, sont localisés dans des "couloirs", souvent riches en matière organique, qui correspondent à la schistosité. Au centre un quartz rhyolitique (Qrh).

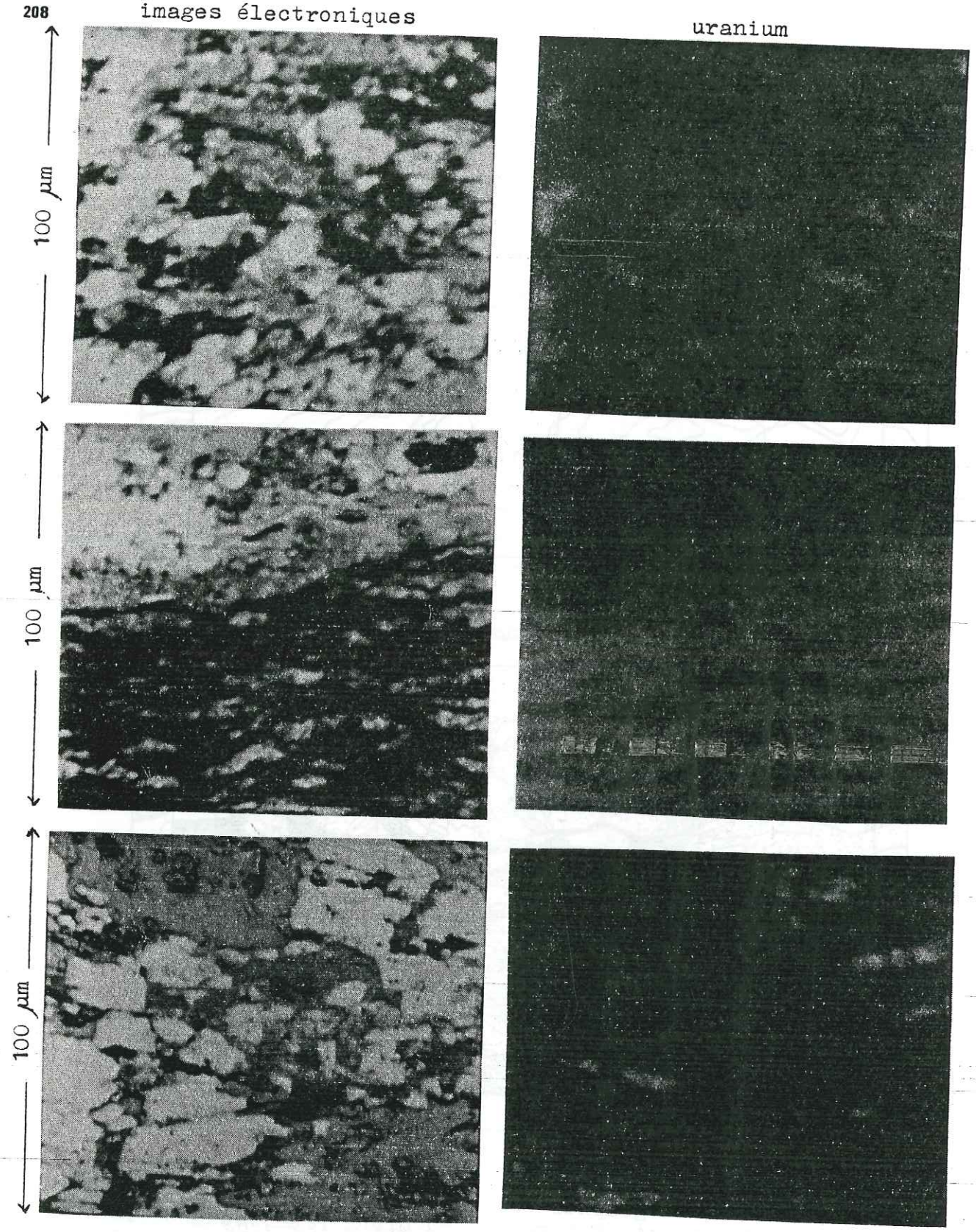


Fig.IX.16 - Localisation, à la microsonde Caméca MS46, de l'uranium à trois différents endroits dans un échantillon de charbon impur fortement minéralisé de la barre moyenne de Châtelaine.

L'image électronique, à gauche, montre les grains de quartz en blanc, les phyllosilicates en gris et la matière organique en noir.

L'image de la distribution de l'uranium (en blanc) montre, en comparant avec l'image électronique que l'uranium se trouve dans les plages de matière organique.

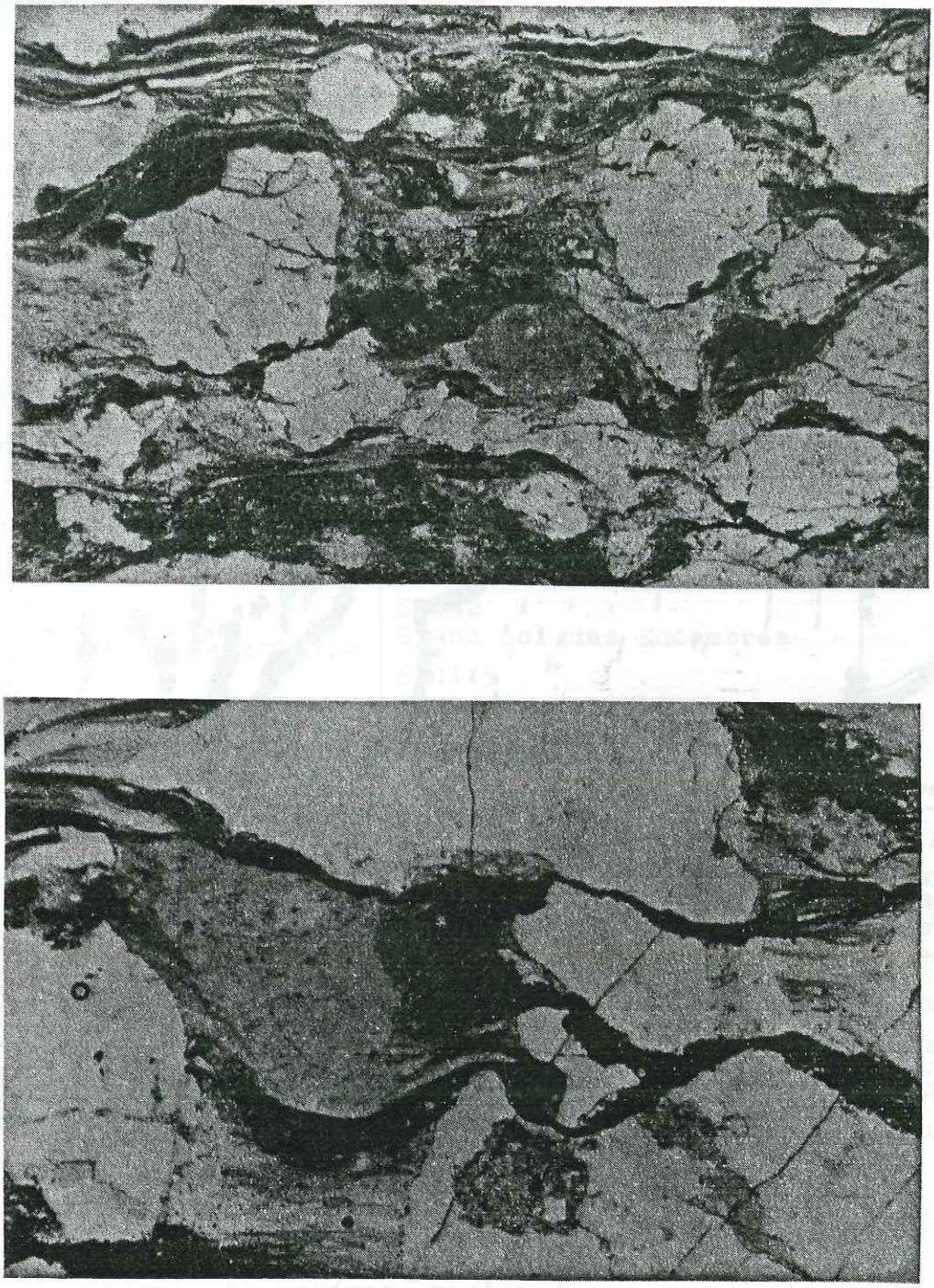


Fig.IX.17 - Deux lames minces de grès charbonneux fortement minéralisé, en haut de la Falaise de Tante Vieille, en bas d'un indice au Ruisseau du Rocher Roux (AIC27b), montrant le fluage de la matière organique minéralisée le long de la schistosité.

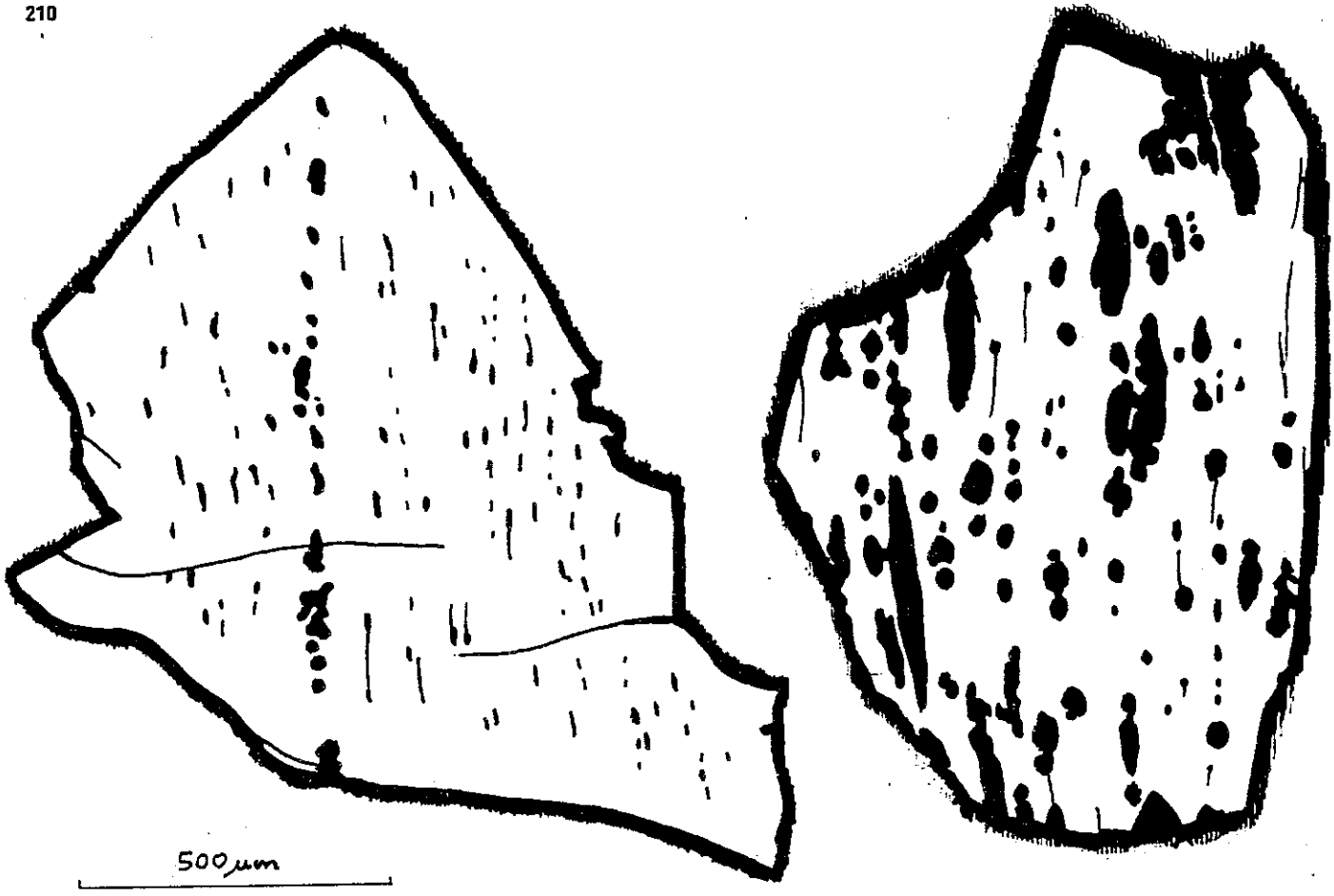


Fig.IX.18 - Deux grains de matière organique de la barre moyenne de Châtelaine, montés et polis, montrent des structures cellulaires encore bien reconnaissables à droite et presque effacées à gauche. L'origine ligneuse ne fait pas de doute.

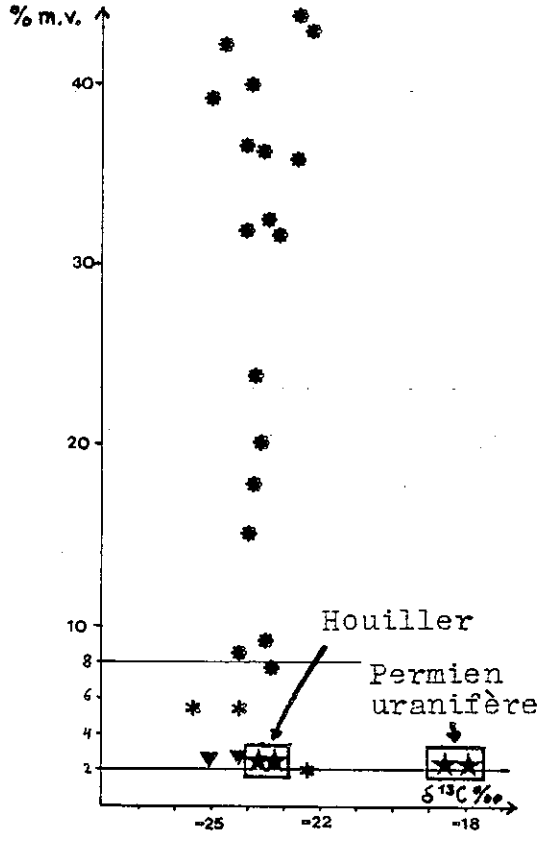


Fig.IX.19 - Diagramme δ13C-matière volatile. Quatre charbons de notre terrain sont comparés avec des charbons relevés dans la littérature.

Les charbons de l'Assise de Tarentaise s'inscrivent dans le cadre donné par la littérature; par contre les deux charbons du Permien, minéralisés en uranium, s'en écartent. Ceci est dû à l'enrichissement en 13C sous l'action de la radiation.

* CHUNG et al.(1979)
* CRAIG(1953)
▼ KESLER et al.(1981), métamorphisme à prehnite-pumpellyite.
★ Cette étude.

Les teneurs exactes en matière volatile ne sont connues que pour les échantillons de Chung et al.

4. L'ORIGINE DE LA MATIERE ORGANIQUE
(cf. aussi §VIII.4 "maturité de la m.o.")

Les préparations utilisées pour la mesure de la reflectance (§VIII.4.3, grains montés et polis) ont permis également l'observation des structures de la matière organique. Celle-ci montre différents stades de l'oblitération de structures cellulaires d'origine ligneuse reconnaissables sur la majorité des grains (fig.IX.18).

Nous avons voulu contrôler ce résultat par la mesure du rapport isotopique du carbone. En effet, d'après PILOT(1974), le charbon et le bois ont des $\delta^{13}C$ entre -21 et -28. Quatre échantillons ont été traités par le laboratoire de René Letolle à l'Université P.& M. Curie (fig.IX.19):

formation	échantillon, localisation	$\delta^{13}C$ ‰ PDB
Assise de Tarentaise	SBC42 Grand Col des Encombres	-23,6
	SBC115 Ravin de Caseblanche	-23,5
Permien, échantillons fortement uranifères	Barre moyenne de Châtelaine	-18,0
	Falaise de Tante Vieille	-18,6

Les deux échantillons du Houiller ont des valeurs typiques des charbons, mais les deux échantillons de minerai d'uranium du Permien sont enrichis en 13C et sortent des limites habituelles des charbons.

Ce n'est qu'après coup que nous avons découvert l'étude de LEVENTHAL et al.(1978) qui décrit le même phénomène dans les charbons uranifères de la Morrison Formation du Jurassique du Nouveau Mexique et l'attribue à un fractionnement sous l'action de la radiation.

5. LA PARAGENESE DE LA MINERALISATION

5.1 LES MINERAUX D'URANIUM

L'observation de la minéralisation est rendue difficile par l'altération profonde des roches même prélevées en sondage, par la finesse du grain et par l'association intime à la matière organique. Des séparations à l'iodure de méthylène, en traitant les fractions fines, ont permis en deux cas d'obtenir des diffractogrammes montrant la pechblende (fig.IX.20).

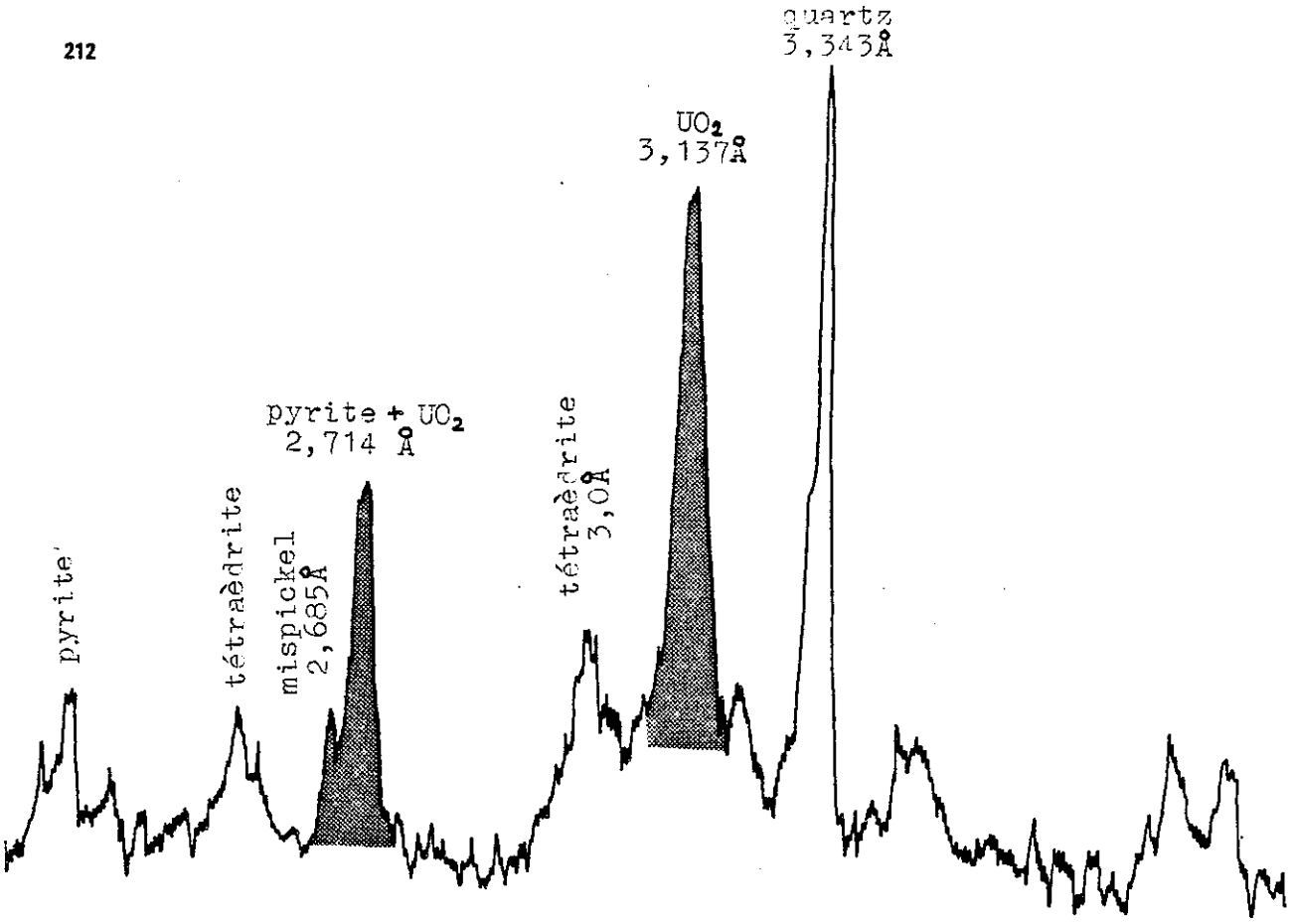


Fig.IX.20 - Diffractogramme de la fraction D> 3,3 d'un échantillon fortement minéralisé de la "Falaise de Tante Vieille". On y reconnaît la pechblende accompagnée de pyrite, mispickel et tétraédrite.

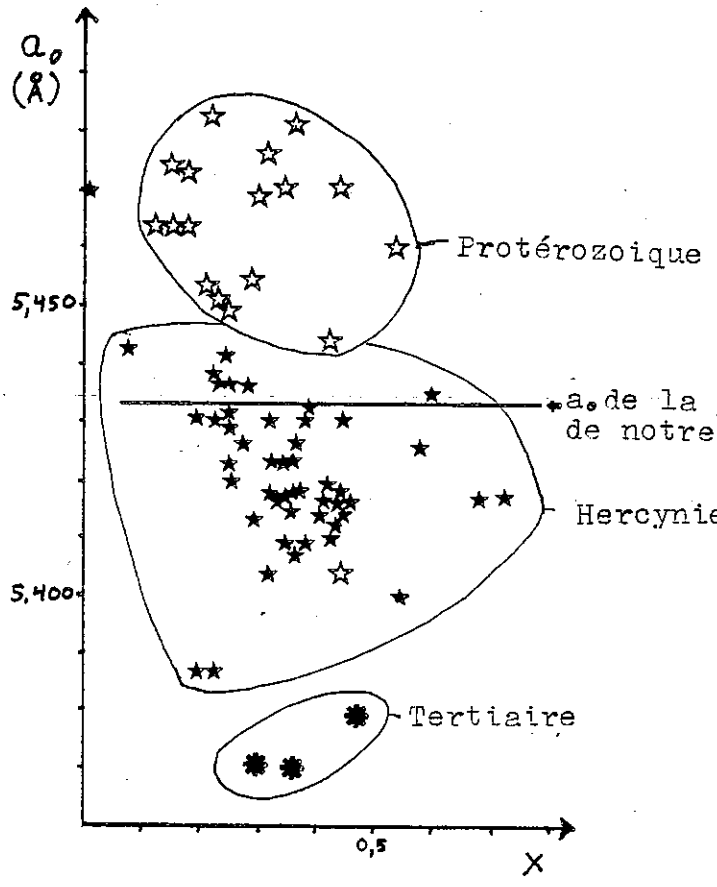


Fig.IX.21 - Diagramme "a_o - UO_{2-x}" de CATHELINEAU et al.(1980). Le paramètre de maille de notre pechblende:
a 5,433 A
l'apparente aux pechblendes hercyniennes. Son degré d'oxydation n'est pas connu.

☆ pechblendes protérozoiques
★ pechblendes hercyniennes
✱ pechblendes tertiaires.

Nous n'avons trouvé ni la coffinite ($USiO_4$) ni la brannérite (UTi_2O_6) que nous avons cherchées en diffractométrie RX et à la microsonde Caméca MS46. Quelques analyses dans les plages uranifères à la microsonde Camebax executées par Daniel Ohnenstetter (Univ. de Nancy) n'ont pas non plus montré ces minéraux.

Pourtant AINARDI(1976) pense les avoir observées dans le "Permo-Trias" de Champagny. M. Saint Joannis (Minatome) confirme la présence de coffinite à Champagny et observe la brannérite dans le Permien du massif d'Ambin. CUNEY(1981) pense que la coffinite n'est stable qu'en dessous d'environ 400°C.

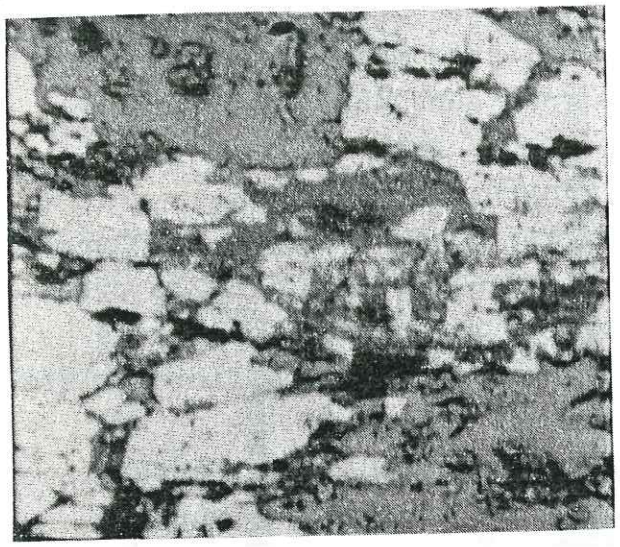
Le paramètre de la maille de la pechblende peut d'ailleurs, d'après CATHELINEAU et al.(1980) donner des indications sur son âge. Le paramètre d'une pechblende de notre terrain déduit du diffractogramme de la fig.IX.20, a = 5,433 Å, indiquerait un âge "hercynien" dans le diagramme de la fig.IX.21. Ce diagramme est basé sur la dilatation progressive de la pechblende avec l'âge (LEONOVA,1959). En effet, le plomb radiogénique, bien que né sous forme de Pb^{4-} (0,84 Å), réagit selon:

$$Pb^{4+} + U^{4+} \rightarrow Pb^{2+} + U^{6+}.$$

Le Pb^{2+} (1,2 Å), en se substituant à U^{4+} (0,97 Å), dilate le réseau.

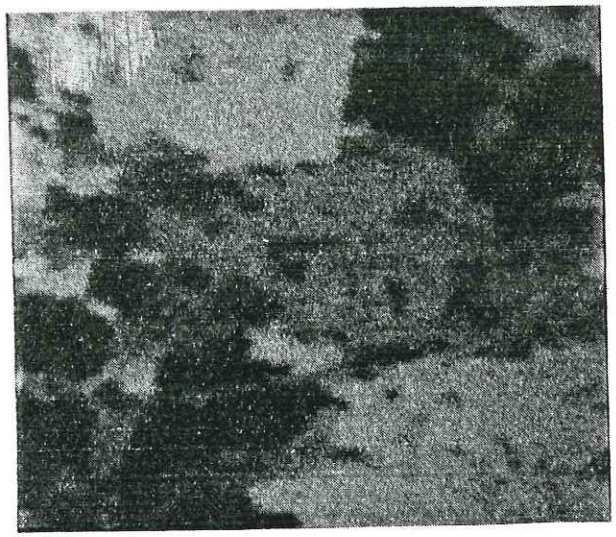
L'âge "hercynien" de cette pechblende montrerait que notre minéralisation aurait un âge du même ordre de grandeur que son encaissant permien. Elle serait alors syngénétique ou épigénétique précoce et restée à l'état solide dès ce temps-là, notamment pendant les évènements alpins.

Les minéraux secondaires sont difficiles à déterminer et n'ont que peu d'intérêt métallogénique. La chalcolite (torbernite) se signale par sa couleur et coincide avec de fortes teneurs de cuivre dans les analyses. L'autunite de même est bien visible sur certains échantillons et apparait dans les diffractogrammes RX.

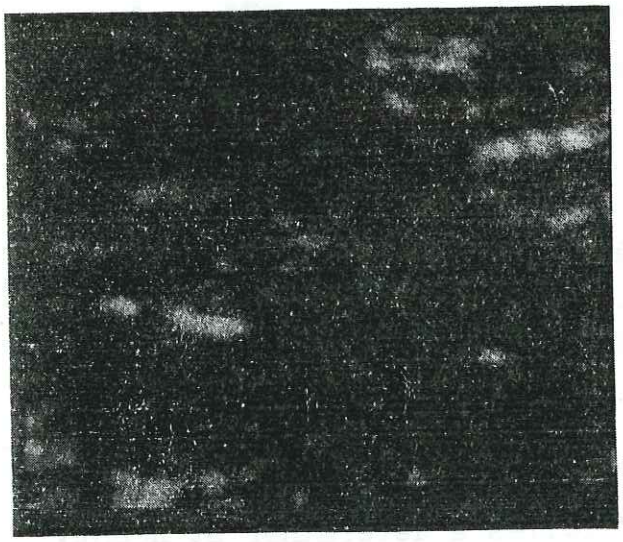


200 µm

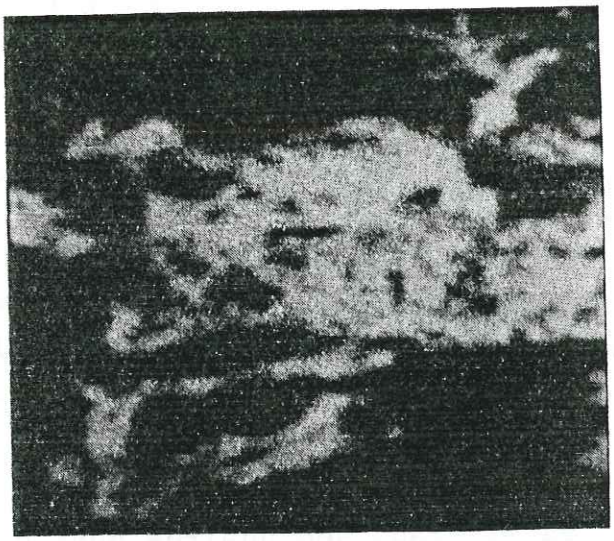
image électronique



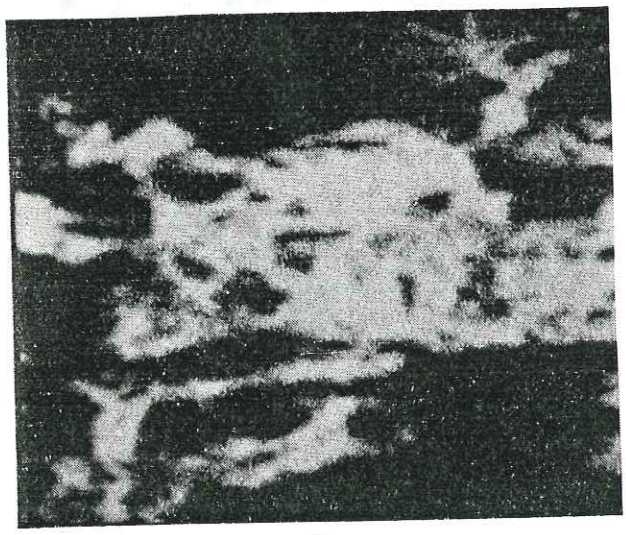
Si



U



Al



K

V

Fig.IX.22 - Répartition des éléments à la microsonde Caméca MS46. La coincidence de K, Al, V et Si indique qu'il s'agit de roscoelite.

L'uranium est accompagné de divers sulfures: pyrite (ni marcasite, ni pyrrhotine), chalcopyrite, mispickel, galène et cuivre gris proche de la tétraédrite ($(Cu,Fe,Zn)_{12}Sb_4S_{13}$). L'altération produit de la jarosite ($KFe(SO_4)_2(OH)_6$) et du soufre natif.

Dans les diffractogrammes des échantillons fortement minéralisés, on remarque un mica 1M, dont nous ne soupçonnions pas, au début, la particularité chimique. Il correspond, dans les lames minces, à un mica brun, pléochroique, associé à la matière organique. C'est l'étude à la microsonde Caméca MS46 qui a montré, par la coincidence des répartitions de K,Al et V qu'il s'agit de roscoelite (fig.IX.22). Celle-ci est un mica 1M (HEINRICH et al. 1955) à pléochroisme direct dans les teintes brunes (WINCHELL, 1948). Daniel Ohnenstetter a fait pour nous 15 analyses de ce minéral à la microsonde Camebax:

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
SiO2	43,81	45,53	43,90	44,10	44,65	44,05	47,11	47,25	45,80
Al2O3	18,77	19,52	18,66	18,50	19,47	19,69	20,57	20,10	20,62
FeO	2,84	3,09	2,56	2,49	2,26	2,43	2,15	2,38	1,92
MgO	1,95	2,18	1,83	1,92	1,99	1,93	2,15	2,14	2,35
V2O3	11,93	11,93	11,62	12,04	11,96	12,12	10,36	10,78	9,87
CaO	0,10	0,00	0,10	0,13	0,10	0,13	0,00	0,08	0,03
Na2O	0,05	0,03	0,05	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01
K2O	9,89	10,12	10,29	10,28	10,12	10,17	10,30	10,30	9,24
MnO	0,00	0,03	0,01	0,09	0,05	0,11	0,07	0,00	0,00
TiO2	0,20	0,26	0,23	0,25	0,12	0,14	0,23	0,25	0,04
UO2	0,03	0,00	0,38	0,00	0,70	0,55	0,54	0,00	0,56
total	89,55	92,69	89,62	89,81	90,42	90,36	93,49	93,29	90,44

	K	L	M	N	O	P	WELLS et al.(1945) x	extrêmes	
SiO2	45,20	46,27	45,08	43,91	47,67	46,61	46,64	41,25	56,74
Al2O3	19,45	19,36	19,33	18,48	19,73	20,38	16,15	11,76	22,55
FeO	2,43	2,38	2,67	2,98	2,31	2,24	1,98	0,73	3,84
MgO	2,00	2,03	2,06	2,04	1,96	2,04	1,91	0,92	2,63
V2O3	11,21	12,07	11,18	11,45	11,94	10,83	18,27	7,78	24,01
CaO	0,06	0,01	0,03	0,15	0,11	0,00	0,19	0,00	0,61
Na2O	0,03	0,01	0,05	0,02	0,06	0,08	0,39	0,06	0,94
K2O	10,07	10,38	9,93	10,35	7,54	8,91	8,50	5,98	10,37
MnO	0,00	0,00	0,23	0,11	0,01	0,00	-	-	1,03
TiO2	0,24	0,21	0,08	0,32	0,08	0,12	-	-	0,78
UO2	0,00	0,76	0,00	0,37	0,59	0,00	-	-	-
total	90,68	93,50	90,63	90,19	92,03	91,21	94,08	92,53	95,24

Parmi ces analyses, finalement peu variées, l'analyse "H" est la plus satisfaisante. La formule structurale de cette analyse est:

$$K_{0,9}(Al_{1,0}V_{0,6}Fe_{0,1}Mg_{0,2})Si_{3,4}Al_{0,6}O_{10}(OH)_2$$

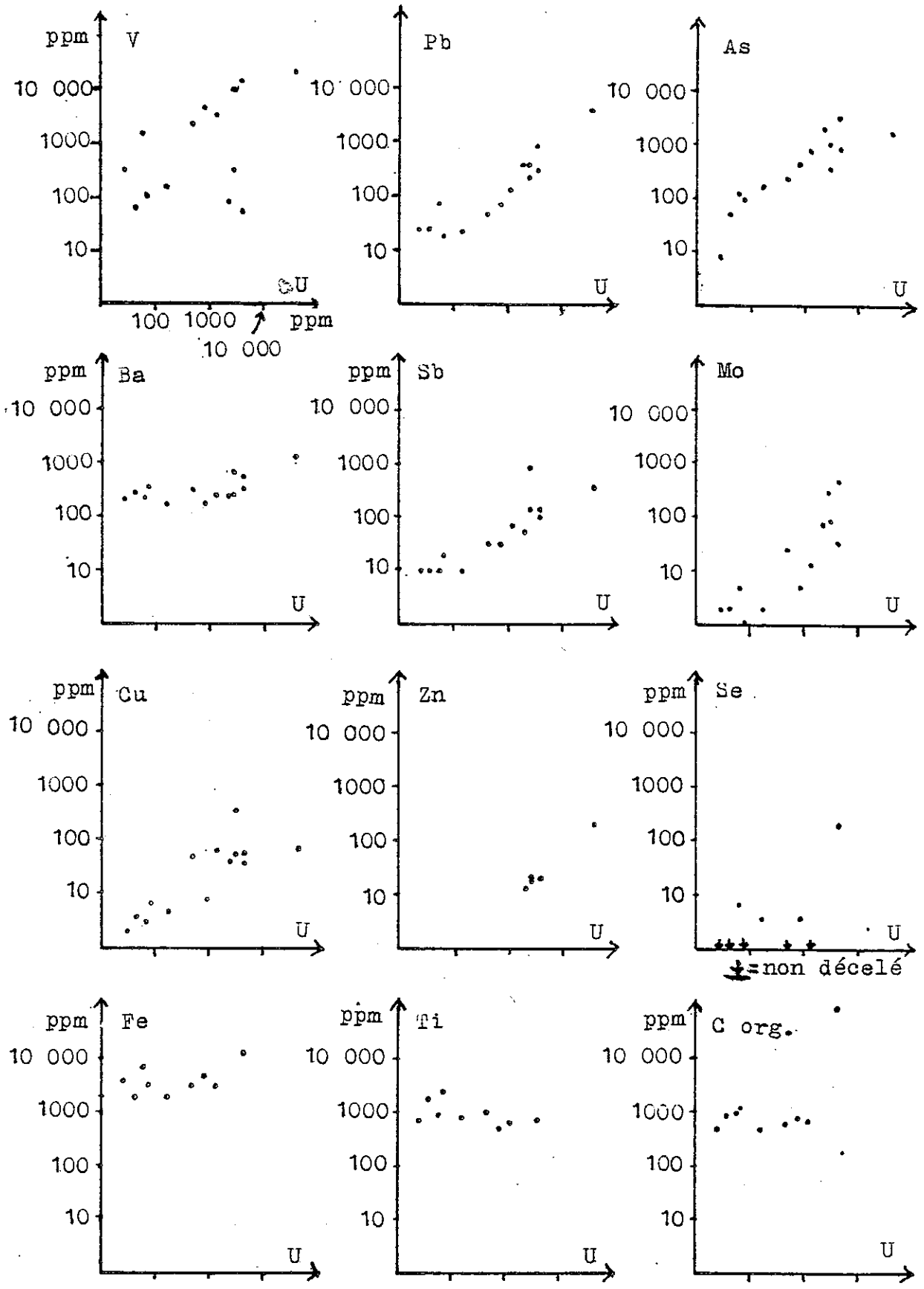


Fig.IX.23 - Corrélations entre les teneurs en uranium (abscisse) et divers éléments dans les échantillons minéralisés.
Il existe une assez bonne corrélation avec Pb et As, une autre moins nette avec V, Sb et Cu.
L'échelle indiquée en haut à gauche est la même pour tous les diagrammes présentés.

Les roscoelites sont des micas dioctaédriques, solutions solides entre un pôle théorique $KV_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$ où tout l'Al octaédrique est remplacé par du V, et les pôles muscovite et phengite. Les teneurs en V de notre roscoelite se trouvent dans la fourchette donnée par les analyses de roscoélites de WELLS et al.(1945). Leur degré de substitution phengitique est analogue à celui des autres micas de notre terrain (§VIII.5).

La roscoélite est classique dans les gisements U-V des Etats Unis mais ne semble jamais avoir été signalée en Europe et ceci probablement pour deux raisons:
- les fortes teneurs en V sont rares dans les gisements européens;
- la roscoelite demande une certaine cristallinité minimale en dessous de laquelle elle passe à des argiles vanadifères mal définies.

Il semble qu'il faudrait voir aussi dans le contexte de la minéralisation les micas chromifères décrits au §III.2.2.4. En effet, FISCHER(1960) décrit dans la Rifle Mine, Colorado, un enrichissement du chrome sur un côté du "roll". Le chrome y est contenu dans des phyllosilicates ("mariposite"). De même, KISS(1971) observe des micas chromifères associés à la minéralisation dans le gisement d'uranium de la montagne Mecsek (grès permien, Hongrie). Le chrome est pourtant un élément réputé peu mobile et les conditions de sa migration restent problématiques.

6. GEOCHIMIE DE LA MINERALISATION

6.1 ANALYSES DES ECHANTILLONS MINERALISES

Nous avons fait analyser U,Th,Pb,As,Sb,V,Cu,Mo,Zn,Cr,Se,Fe, Ti,Ba,Th et C organique sur un certain nombre d'échantillons de surface ou des parties minéralisées des carottes de sondage.

Les teneurs en uranium sont dans les meilleurs passées des sondages d'environ 1‰ pour des longueurs de l'ordre d'un mètre. Elles atteignent 3 et 4‰ dans les zones riches décimétriques. Certains échantillons de surface ont donné jusqu'à 4% d'uranium.

Les teneurs en vanadium peuvent être importantes. Le rapport U/V varie entre 2 et 0,5.

Les corrélations (fig.IX.23) montrent qu'à l'échelle de l'échantillon (centimétrique et décimétrique) U est lié à Pb et As, moins directement à V, Sb et Cu, faiblement à Mo, Se et C organique. La teneur en U est par contre indépendante

			U	V	As	Sb	Pb	Cu	Mo	Zn	Cr	autres
sédimentaire	permien	Cette étude	2000	1100	1000	300	200	10 à 3000	20	50	20	Ag 10
		Champagny moy. 4 an. Minatome	4000	330	2500	50	550	1000	65	660	40	Ag Co Ge 16 125 55
		Isérables HÜGI et al. (1967) Suisse	1870	-	330	nd	160	700	tr	-	ND	
		Lodève GANGLOFF (1970)	x	300	3000	50	-	-	5000	-	-	Sn
		Mecsek KISS (1971) Hongrie	x	950	ND	-	-	-	-	-	1600	Ge 10
		Zirovski Vrh MARKOV et al. (1974), Yougo.	x	305	1000	x	2800	5000	fb	2600	x	
	houiller	St. Hippolyte PIRONON (1981) Ht. Rhin	10000	259	3490	ND	ND	2015	24,3	ND	ND	
		Müllenbach ESSIGMANN (1980) R.F.A.	1600	100	1100	ND	200	500	ND	50	ND	Co
	Trias	Rifle FISCHER (1960) Colorado, E.U.	x	20000	x	x	x	-	-	-	5000	Ni, Co, Ag
volcanique	permien	Ellweiler REE (1970) R.F.A.	x	-	-	-	x	x	-	x	-	Ba, Ag, Ni
		Novazza D'AGNOLO (1969) Ital.	13200	nd	70	x	9650	300	1600	11,8%	-	
		Preit CEVALES (1961) Italie	x	ND	ND	x	ND	x	ND	ND	-	
	Tert.	Marysvale WALKER et al. (1963) Utah, E.U.	x	ND	ND	ND	ND	ND	ft	-	-	F

Tabl. IX.1 - Comparaison du chimisme de quelques gisements ou "prospects" d'uranium sédimentaire et volcanique. Nous avons rassemblé là des données très hétéroclites de la littérature qu'il ne faut prendre qu'à titre indicatif. Pour notre terrain, nous avons donné des teneurs moyennes des éléments accompagnateurs pour 2000ppm d'uranium choisi pour commodité. Toutes les teneurs sont en ppm, sauf indication contraire.

Abréviations:
x: présent; ft, m, fb: teneurs fortes, moyennes et faibles;
-: absence ou teneur insignifiante; nd: non décelé
ND: pas d'information disponible, teneur insignifiante probable.

La minéralisation de Champagny ressemble le plus à la nôtre. Les gisements volcaniques se distinguent par l'absence de V et Cr, et parfois par des teneurs fortes en Mo.

de celles de Fe, Ti et Th qui ne varient que peu autour de leur Clarke. Le manque de corrélation entre Ti et U confirme l'absence de la brannérite. Le manque de corrélation entre C organique et U ne doit pas surprendre: le piégeage de l'uranium ne dépend pas de la quantité de la matière organique, mais surtout de sa surface active.

Les éléments liés à l'uranium sont ceux que l'on trouve d'habitude avec l'uranium dans les gisements des environnements détritiques. Les analyses faites sur des tronçons de sondages minéralisés et plus ou moins stériles adjacents n'ont pas permis de déceler des zonations d'éléments. Nous pensons cependant que ceci tient à la géométrie probablement très complexe des zonations dans nos roches grossières et inhomogènes, à des problèmes d'échantillonnage (des analyses ponctuelles auraient probablement été préférables aux moyennes sur des troncons décimétriques de carottes) et finalement à l'altération superficielle récente, importante même dans les forages, en raison de la profonde fissuration et de la schistosité souvent légèrement ouverte.

Les teneurs en vanadium semblent être, ~~ensemble~~ avec celles de Mecsek, les plus fortes signalées dans les gisements d'uranium de l'Europe (tabl.IX.1). Ces gisements, et à moindre degré les indices de Champagny, comportent à la fois des éléments typiques des roches acides (U) et des roches basiques (V,Cr). Ceci traduit une évolution importante de la paragenèse initialement fournie par la roche mère de l'uranium vers une association biophile, traduisant l'importance de la migration et du piégeage. Le vanadium n'a pas pu être lessivé des roches généralement acides de notre terrain. Il vient peut-être des dolérites permiennes comme on les connait dans les massifs d'Ambin et de Péclet-Polset. Ceci souligne l'étendue probablement importante de la zone d'alimentation et exclut une liaison étroite au volcano-sédimentaire acide de notre terrain lui-même.

6.2 ANALYSES DU FOND GEOCHIMIQUE DE L'URANIUM

Cette approche a été très décevante (tabl.IX.2); les teneurs sont faibles partout et il ne parait aucune anomalie significative, ni sur les roches volcaniques ni sur les tourmalinites.

HOUILLER
1)Grès micacés
As.d.Tarentaise
SBC93 4,0
SBC149 8,0
2)Grès volc. et tufs des Couches de Moriaz
SAC50 4,3
SBC14 6,7
SBC18 2,4
SBC41 2,8
SBC47 9,4
SBC70 6,7
SBC107 8,0
3)Schistes des C. de Moriaz
SBC17 8,3
SBC174 11,1
SBC177 7,8
4)Grès interméd. entre 1) et 2) ci-dessus
SBC113 4,4
SBC155 2,8

PERMIEN
1)Grès congl. gris (f.fertile, mais hors des anomalies radiométriques)
AIC8 6,1
AIC13 4,1
AIC19 7,1
AIC21 6,3
AIC35 3,5
2)Schistes noirs inclus ou associés à 1) ci-dessus
SBC162 12,5
SBC169 5,7
3)Grès congl. verts
SAC49 3,1
SAC62 4,3
SBC156 6,7
SBC168 3,7
SBC170 4,9
SBC171 2,0
BN1900 4,4
BN1930 1,1
BN1940B 4,1
BN1940H 1,7
BN1950 1,7
4)Grès congl. rouge
SAC40 2,1
SBC105 0,5
SBC236 1,3
BN1875 2,6
5)Grès vert permien
SBC147 1,1
SBC148 9,0
Schistes verts
SAC19 1,5
SBC5 1,9
SBC45 4,9
SBC160 4,9
SBC173 6,1
SBC175 6,4
SBC176 4,3
SBC237 3,8
BN2020 3,3
BN2030 4,7
6)Schistes rouges
SBC159 2,7
SBC161 3,3
SBC163 3,7
SBC167 6,9
BN1870 3,8
BN1960 4,3
BN1980 3,7
BN1990 3,5
BN2000 3,1
BN2010 4,7
BN2040 3,2
7)Tufs ou "Roches quartzo-albitiques"
SAC54 1,3
SAC59 8,3
SBC22 2,6
SBC182 1,3
8)Tourmalinites
SAC41 4,5
SAC68 1,7
SBC23 3,4
SBC124B 10,0
SBC124C 2,4
SBC124D 7,7
SBC124E 6,2
SBC126 5,0
SBC129 3,7
SBC136 2,1

PERMOTRIAS
1)Grès congl.clair
SAC16 3,8
SAC32 2,5
SAC46 1,8
SAC60 2,4
SBC119 1,9
SBC131 3,5
SBC157 2,0
SBC164 1,7
SBC166 2,1
SBC178 4,7
SBC181 2,1
BN1970 2,5
2)Grès noirs
SAC33 2,1
SAC34 2,4
SAC39 0,3
SBC35B 1,8
SBC92 2,2
SBC154 295,0
SBC165 2,1

TRIAS
1)Quartzites werfén. f.commun
SBC1 0,6
SBC118 1,1
BN2075 1,3
BN2085 0,9
BN2095 1,1
BN2105 1,3
BN2115 1,0
BN2125 1,0
2)F. sommital carbonaté
BN2135 3,8
3)Schistes verts du Werfén.sup.
SAC5 9,4
SBC25 5,2
3)Rhyolite ou tuf
SAC6 6,0
4)Quartzite vert Rocher du Chenu
SBC179 7,3
RHYOL.PONSONNIERE
SBC48 3,7
ANDES.PONSONNIERE
SBC50 1,7
TRONDHJEM.V.THORENS
SBC89 2,3
FILON BASIQUE POLSET
SBC103 3,9
DOLERITE ENCOMBRES
SBC84 1,7
GNEISS DE SAPEY
SBC62 3,1
SBC104 1,5

Tabl.IX.2 - Teneurs de fond en uranium (ppm) des différents faciès lithologiques du terrain.

7. EN GUISE DE CONCLUSION: DISCUSSION DE LA GENESE

7.1 RAPPEL DES CARACTERES DE NOTRE MINERALISATION

Elle est portée par des niveaux de grès conglomératiques gris gris. Elle favorise certains secteurs et laisse ce même faciès stérile dans d'autres. A l'intérieur du faciès fertile, elle est concentrée sur des poches charbonneuses de répartition irrégulière.

L'U est accompagné de V, As, Sb, Cu. Ces métaux sont exprimés par la pechblende, la roscoelite, le mispickel et la tétraédrite.

7.2 UNE MINERALISATION NI MAGMATIQUE, NI HYDROTHERMALE, NI VERITABLEMENT METAMORPHIQUE

On peut distinguer trois classes génétiques fondamentales des gisements métallifères:
- primaires (magmatiques et hydrothermaux),
- secondaires (issus des précédents par des processus exogènes),
- tertiaires (métamorphique).

Nous pouvons exclure une origine primaire en raison de son encaissant sédimentaires très éloigné du socle, de son association chimique biophile, de son piégeage sur la matière organique et de l'absence de tous minéraux de température plus élevée.

Ce gîte a été fortement déformé à l'Alpin et métamorphisé sous des conditions de la limite anchizone-épizone (paragenèse chlorite, stilpnomélane, paragonite).

Si on voulait on pourrait parler de gîte métamorphique. Cependant le métamorphisme, encore faible, n'a fait que redistribuer et disperser des concentrations préexistantes. Les fluides métamorphiques qui, provenant du Houiller sous-jacent, ont dû percoler à travers les roches étaient réducteurs et ne peuvent en général pas remobiliser l'uranium (nous verrons une exception à cette règle au §7.6). Dans tous les cas, la redistribution alpine a dû être d'envergure réduite, limitée pour l'essentiel au fluage de la matière organique uranifère discuté au §IX.2.5.

La concentration de l'uranium dans le grès a dû se produire pendant la sédimentation du grès ou pendant la longue période de la diagenèse avant le métamorphisme. Nous pensons alors utile de rappeler les caractères du milieu sédimentaire et diagénétique.

7.3 CARACTERES DU MILIEU DE SEDIMENTATION ET DE DIAGENESE

Le Permien est continental, composé de schistes rouges dans lesquels s'intercalent des lentilles de grès conglomératiques verts et gris concentrés dan les parties nord et centrale du terrain. Ces grès sont riches en matrice, massifs ou tout au moins à stratification rarement visible aujourd'hui. La taille maximale des galets est de 15 cm. Le matériel volcanique y abonde.

Nous interprétons ces grès comme des parties de cônes construits par des torrents et des coulées de boue. Les schistes rouges correspondraient à une plaine d'inondation.

Le climat était intermédiaire entre celui tropical et humide du Houiller et celui désertique du Trias et peut être qualifié de savane. La végétation est présente, mais n'est plus fossilisée dans la plaine d'inondation. Elle a pu être conservée sous forme de bois déposés au fond de chenaux ou incorporés dans les coulées de boue. Cette matière organique, flot réducteur au sein d'un milieu surtout oxydé et encaissée dans une roche plus perméable que son entourage, a pu former un piège à métaux dont l'efficacité a dû cependant diminuer rapidement avec la décroissance de la perméabilité du grès et la maturation de la matière organique.

Ce Permien nous paraît offrir des conditions favorables à des altérations oxydantes épigénétiques:

- un milieu continental comportant peu de dépôt pour la période assez longue du Permien, ce qui veut dire un séjour prolongé des sédiments à l'affleurement ou à de très faibles profondeurs où il peut être atteint par les intenses circulations d'eau des nappes souterraines.
- un climat de type savane rend possible l'infiltration de volumes importantes d'eau oxydante dans la saison des pluies.

Les variétés verte et rouge de nos grès conglomératiques permiens nous semblent témoigner de telles altérations.

L'albitisation générale des feldspaths de même est permienne comme l'a montré la comparaison avec le Massif Central français où elle est attribuée à des nappes salines (cf. §III.5). Nous pensons que l'albitisation est intervenue après les altérations oxydantes, peut-être au Permotrias.

En tant que gisement d'origine exogène encaissé dans un grès, notre minéralisation àppartient au "sandstone-type" qui contient environ 40% des réserves mondiales.

Essayons de préciser le type des minéralisations du Cochet en utilisant les subdivisions proposées par les auteurs. NASH et al.(1981) basent leurs subdivisions sur l'importance et la nature de la matière organique (m. o.):

sandstone-type		
gisements à m.o. piégeant l'U		gisements sans m.o. importante
m.o. syn-génétique	m.o. épigenétique ou authigene	
exemples: Niger	Lodève pro parte Temple Mountain Grants Mineral Belt	les "rolls" du Wyoming

L'étude de notre matière organique a montré son origine ligneuse (charbon) et elle est alors syngénétique. La nature syngénétique de la matière organique ne préjuge bien sûr pas de la nature syngénétique ou épigénétique de la concentration d'uranium. Le "sandstone-type à m.o. importante-syngénétique" comprend probablement des gisements à uranium syngénétique et épigénétique, distinction difficile et peu sûre dans beaucoup de cas.

DAHLKAMP(1980) établit trois sous-types du "sandstone-type" d'après leur configuration géométrique:

A sous-type pénéconcordant	exemple: Grants Mineral Belt
B sous-type "roll"	exemple: Wyoming
C sous-type tecto-lithologique	exemple: Franceville

Notre minéralisation, stratiforme aux échelles kilométrique et hectométrique serait à classer dans le sous-type pénéconcordant.

En ce qui concerne les exemples donnés par les auteurs, ils correspondent mal à notre cas: au Niger, l'uranium se trouve surtout dans des pélites noires; dans le Grants Mineral Belt, la matière organique est d'origine "authigène" mal comprise. Par contre le Shinarump (Utah) est un grès conglomératique à matière organique ligneuse uranifère (MALAN,1968) que l'on pourrait citer comme terme de comparaison.

7.5 UNE MINERALISATION PROBABLEMENT D'AGE PERMIEN

On devine derrière les critères descriptifs les processus génétiques. Le piégeage de l'uranium sur la matière organique immobile suppose le passage de grands volumes d'eau à travers la roche hôte. Dans le cadre exogène et supergène qui est le notre, il s'agit de l'eau de surface qui s'est chargée en uranium par le lessivage de roches mères adéquates dans le bassin versant.

Plusieurs arguments montrent que ce phénomène s'est produit pendant ou peu après le dépôt de la roche hôte, soit encore durant le Permien:

- la matière organique est réactive surtout à l'état de tourbe et devient inerte avec la carbonification;
- la perméabilité de la roche hôte très riche en matrice a dû diminuer rapidement;
- les mouvements de grandes quantités d'eau à travers les roches ne sont courants que dans les milieux continentaux;
- le paramètre de maille de la pechblende étudiée est en faveur d'un âge "hercynien" (§IX.5.1).

7.6 PROBLEMES

Si on essaye de préciser le mécanisme de la concentration au-delà du "piégeage sur de la matière organique ligneuse d'uranium apporté en solution aqueuse supergène pendant le Permien s.l.", on rencontre des difficultés.

La principale pierre d'achoppement a été pour nous la situation des concentrations à forte teneur à l'intérieur du faciès gris. Cette disposition ne semble pas s'expliquer dans les modèles syngénétique et épigénétique habituels.

Le modèle épigénétique implique généralement une solution oxydante qui apporte l'uranium. Une telle solution aurait, en précipitant ses métaux sur les poches charbonneuses, dû détruire la matière organique dispersée qui teinte l'encaissant en gris.

Le modèle syngénétique explique sans problème la situation à l'intérieur du faciès gris, mais il se conçoit mal dans le paléomilieu du Permien et des teneurs atteignant quelques pour cents d'uranium sont difficilement admissibles dans ce modèle.

Parmi les nombreuses hypothèses possibles, une nous semble particulièrement intéressante, car elle nécessite des pH très basiques et rappelle ainsi les conditions salines évoquées lors de la discussion de l'albitisation. Ces conditions ont pu être réalisées dans des nappes d'eau saline développées avant le dépôt du Trias, mais éventuellement aussi dans les eaux du métamorphisme.

De manière générale aux conditions de pH élevés, les limites de stabilité de la matière organique (Eh=0) et de l'uranium ne coincident plus et il existe alors un domaine où la matière organique reste stable en présence d'ions d'uranyle. La pechblende a, en milieu basique, une limite de stabilité à pente négative et demande à pH croissant des Eh de plus en plus négatives pour pouvoir précipiter (fig.IX.24).

Ceci est une explication possible de la situation de l'uranium à l'intérieur du faciès gris sur des poches charbonneuses où l'Eh a dû être fortement négative.

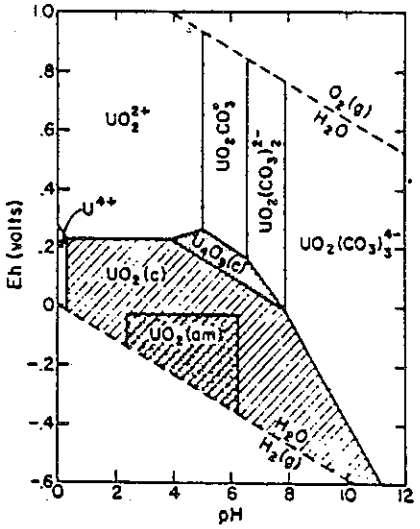


Fig. 17. Eh-pH diagram in the $U-O_2-CO_2-H_2O$ system at 25°C for $P_{CO_2} = 10^{-2}$ atm, showing the stability fields of amorphous UO_2[UO_2 (am)], ideal uraninite [UO_2 (c)] and U_4O_9 (c). Solid-solution boundaries are drawn at 10^{-6} M (0.24 ppm) dissolved uranium species.

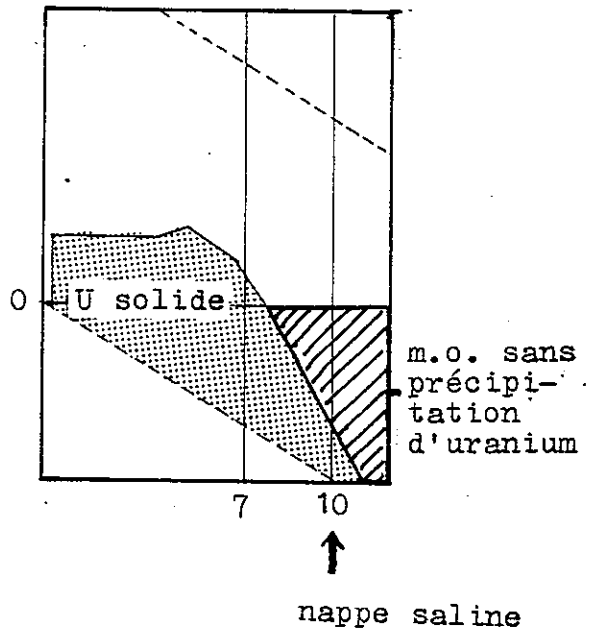


Fig.IX.24 - Diagramme Eh-pH du système U-O-CO2 à 25°C, pCO2=10^{-2} atm et concentration d'U dissous 10^{-6} mole/l (0,24ppm). A des conditions autour de la neutralité (pH≈7), la limite de la stabilité des phases solides de l'uranium coincide à peu près avec celle de la matière organique (Eh≈0). A des pH plus élevés il y a un domaine où la matière organique est stable mais non les phases solides de l'uranium.
Diagramme de gauche d'après LANGMUIR(1978).

7.7 ORIGINE DU STOCK METAL

Les roches mères de l'uranium des gisements sédimentaires sont, dans la plupart des cas, sujets à spéculation. Selon NASH et al.(1981), cet uranium peut avoir les origines suivantes:

(a) solutions hydrothermales,
(b) lessivage de la roche sédimentaire elle-même,
(c) lessivage de pyroclastites en voie de dévitrification,
(d) lessivage de granites dans le bassin versant.

Nous avions déjà exclu l'hydrothermalisme au début de cette discussion (p221).

Les autres hypothèses restent, elles, envisageables. On peut cependant se demander, si le seul lessivage de la roche sédimentaire elle-même a pu fournir les métaux nécessaires à nos minéralisations.

On peut souligner l'abondance des matériaux volcaniques acides dans nos sédiments et l'existence de minéralisations uranifères dans les rhyolites permiennes (Novazza et Ellweiler) et dans des "cinérites" (Alpes ligures: Peveragno, Pamparato, Lurisia). A Preit (Alpes cottiennes) les minéralisations se trouvent dans du sédimentaire intercalé entre des rhyolites (AGIP,1980).

Les galets de tourmalinites de nos grès incitent à imaginer d'anciens gisements Cu-Sn-Ag-W-Bi dans le bassin versant. L'uranium aurait pu y participer (Chili, SILLITOE,1971; Cornwall, RICH et al.1977).

CHAPITRE X

CONCLUSIONS GENERALES

Cette thèse a été motivée par des minéralisations uranifères dans des grès permiens qui présentent localement des teneurs très intéressantes, mais posent le problème d'une répartition complexe.

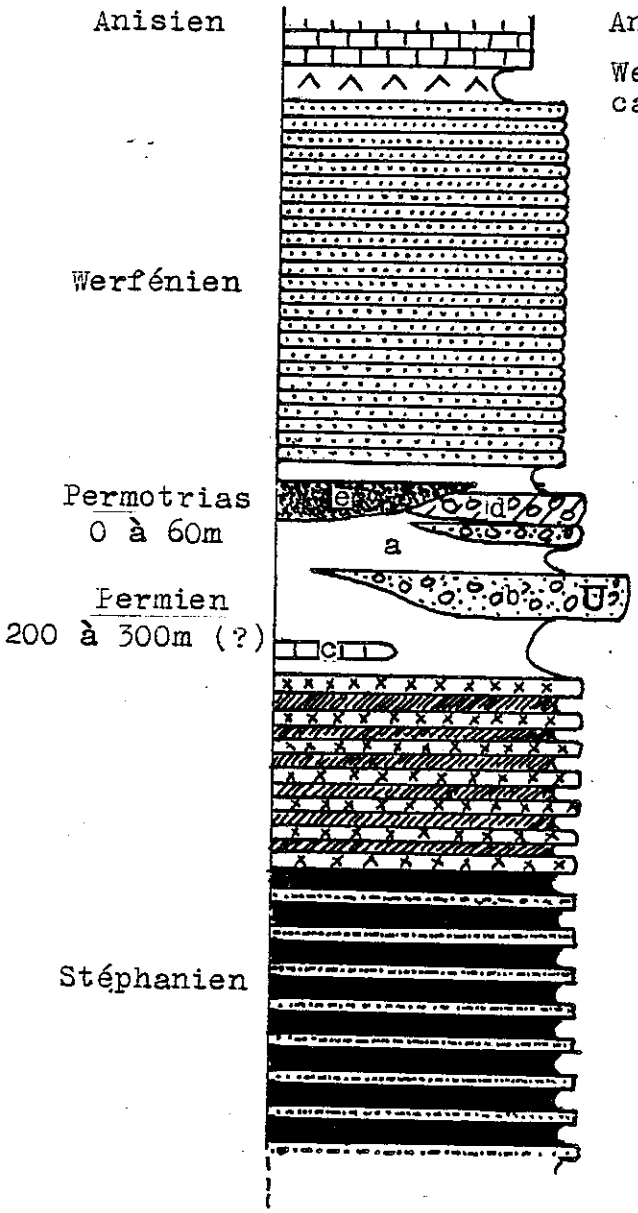
Ceci a incité à faire une étude générale du contexte géologique: sédimentation, provenance, diagénèse, métamorphisme et déformation.

1. Stratigraphie et sédimentologie (fig.X.1)

Dans le Houiller, l'Assise de Tarentaise (grès micacés, schistes noirs et charbon) se distingue des "Couches de Moriaz" (volcanique, volcano-sédimentaire et schistes gris) qui passent à leur sommet au Permien. Il n'y a pas de concentrations d'uranium dans ce Houiller.

Dans le Permien, on distingue deux faciès principaux: des schistes rouges et des grès conglomératiques verts et gris. Les grès gris contiennent des poches charbonneuses très souvent minéralisées en uranium et vanadium. Cette présence de charbon fait penser à un Permien inférieur (Eopermien, Autunien ?), mais nous n'avons pas pu trouver de fossiles ou de pollens qui auraient permis de confirmer cette hypothèse. L'état de déformation interdit, sous ces conditions, une stratigraphie précise. Cependant à l'échelle de la coupe de 10km offerte par le terrain, on observe du nord au sud une diminution des grès remplacés par des schistes rouges avec, au sud, un niveau de calcaires parfois oolitiques très comparables aux calcaires éopermiens de Rochachille.

Les faciès du nord semblent correspondre à un cône de déjection qui s'appuyait contre l'escarpement de la faille bordière du bassin. Ce cône a été construit par des torrents, mais, semble-t-il, aussi par des coulées de boue à matériel volcanique abondant. Vers le sud, on passerait à une plaine d'inondation avec un lac, peut-être salé, où se déposait le calcaire mentionné.



Anisien, calcaires

Werfénien supérieur (gypses, carneules et schistes verts)
30 à 40m (?)

Quartzites
200 à 300m

a schistes rouges
b grès conglomératiques
c calcaire "éopermien"
d conglomérat dolomitique
e grès noir

"Couches de Moriaz"
(tufs, grès tufacés
et schistes gris)
200m (?)

Assise de Tarentaise
(grès micacés, schistes
noirs et charbon)
500m (?)

Fig.X.1 - La colonne stratigraphique générale du terrain d'étude. U: minéralisations.

L'environnement était continental, comme au Houiller, mais la végétation, sans doute moins abondante, n'est plus fossilisée dans la plaine d'inondation (schistes rouges). Les poches charbonneuses des grès correspondraient à des accumulations de bois flotté au fond des chenaux ou incorporés dans les coulées de boue.

Le Permotrias gréso-conglomératique, de couleur en général claire, est remarquable par son ciment de dolomite ankéritique qui peut parfois former des lits de dolomie. On semble passer à un milieu lagunaire. On y trouve quelques concentrations d'uranium liées à de rares amas de matière organique ou à des sulfures.

Les quartzites werféniens représenteraient des dunes ou des sables marins, le Werfénien supérieur devient évaporitique (gypses) avant la transgression marine de l'Anisien.

La provenance des matériaux est déduite des minéraux lourds et légers (tabl.X.1) et de la typologie des zircons insensibles aux altérations importantes dans nos roches. Il y a successivement influence prédominante d'un socle "A" (fig.XX.2) dans l'Assise de Tarentaise, puis du volcanisme dans les "Couches de Moriaz", le Permien et le Permotrias, tandis que les quartzites werféniens semblent dériver d'un socle "B" plus éloigné. Le déplacement des enveloppes correspondantes aux formations sur le diagramme typologique (fig.XX.3) enregistre lui-aussi la montée et disparition de l'activité volcanique permo-houillère.

Les minéralisations coincident avec cette activité.

2. Albitisation

L'albite est le seul feldspath dans le Houiller et dans le Permien. Elle montre soit la macle polysynthétique habituelle, soit la variété "en échiquier", soit des assemblages de cristaux peu maclés dûs à la recristallisation alpine. La comparaison avec le Massif Central français montre que l'albitisation est d'âge permien et non alpin. Elle est attribuée à l'action de nappes salines. L'albitisation s'atténue dans le Permotrias et disparaît dans les quartzites werféniens.

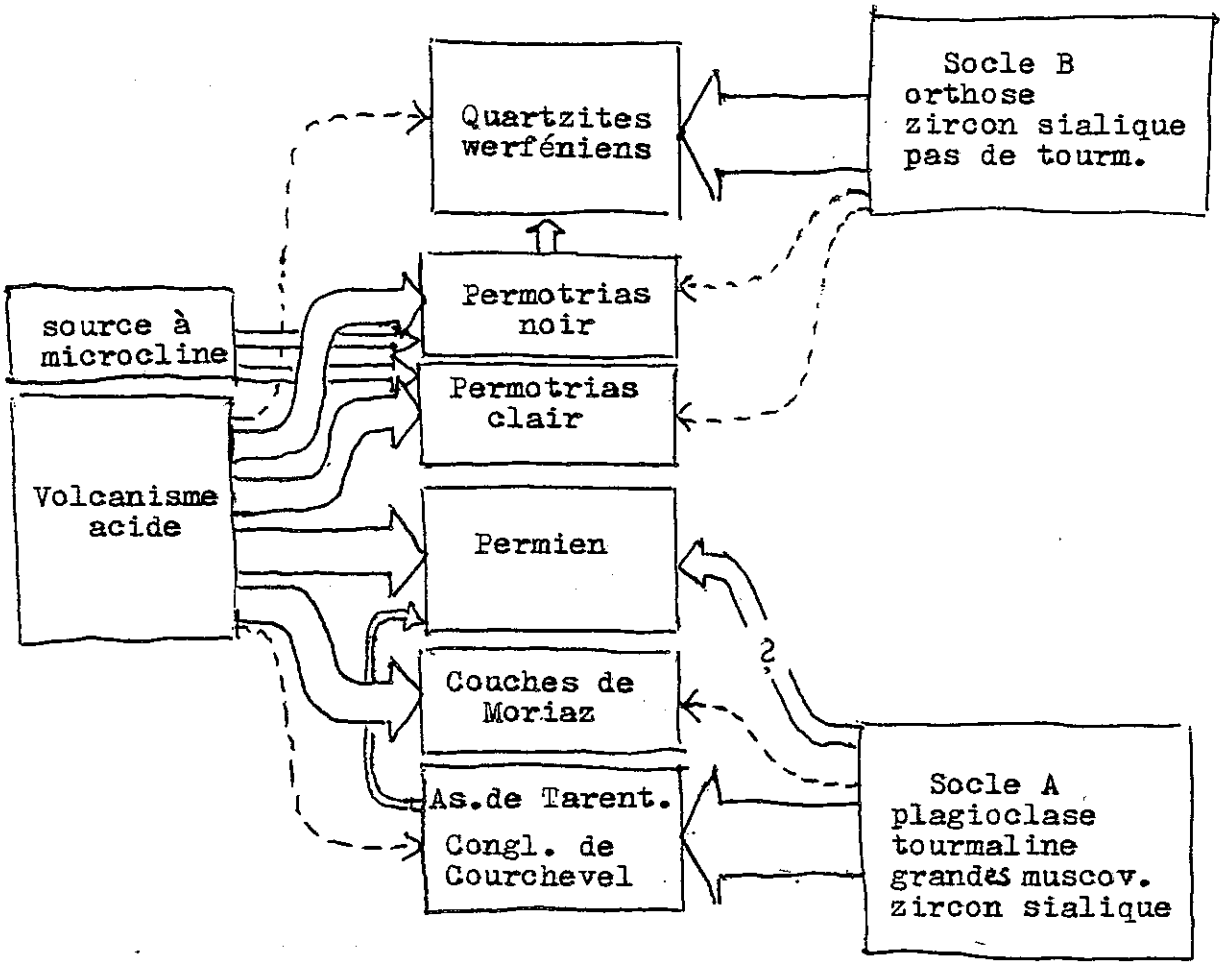


Fig.X.2 - "Flow sheet" illustrant la provenance des matériaux de nos sédiments du Houiller terminal (Assise de Tarentaise, Conglomérat de Courchevel et Couches de Moriaz) au Trias inférieur (quartzites werféniens). La "source à microcline" est à rapprocher des "granophyres des contreforts séptentrionaux du Mont-Pourri" de ELLENBERGER(1958,p110).

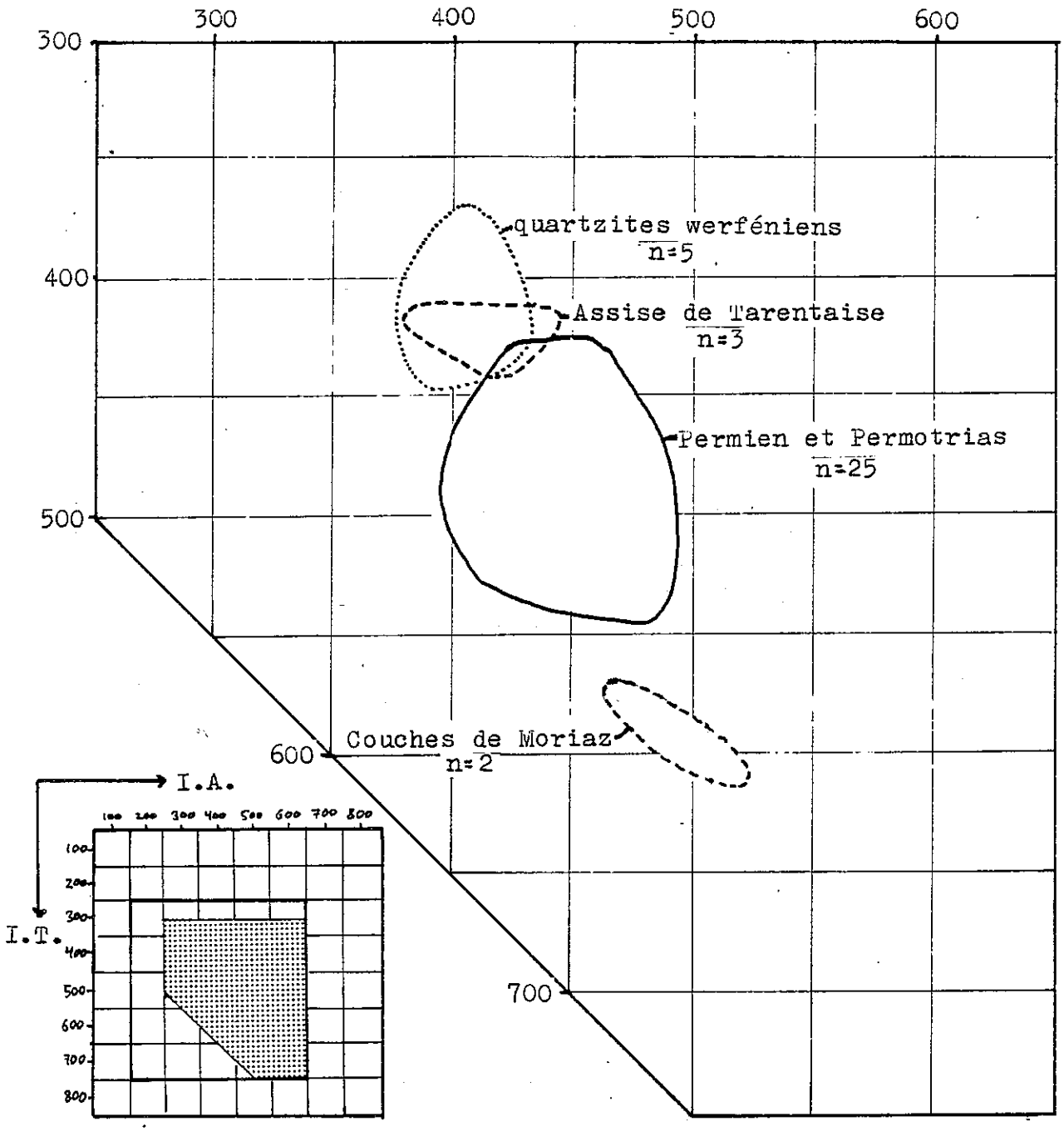


Fig.XX.3 - Caractérisation des unités stratigraphiques par la morphologie de leurs zircons (diagramme typologique de Jean-Pierre Pupin). Les enveloppes des points moyens d'échantillons typiques sont représentées.

On note l'évolution suivante: partant de l'Assise de Tarentaise alimentée par le socle (zircon de type "sialique"), les populations dévient sous l'influence de l'apport du volcanisme dans les Couches de Moriaz, le Permien et le Permotrias, pour retourner au pôle sialique avec le tarissement du volcanisme dans le Werfénien.

n = nombre d'échantillons.

Système	CARBONIFERE		PERMIEN			TRIAS
Etage	STEPHANIEN		AUTUNIEN-SAXONIEN-THURINGIEN			WERFENIEN
Formations	Assise de Tarentaise	Couches de Moriaz	Permien	Permotrias clair	Permotrias noir	Quartzites
granulométrie	grès,schiste	grès,schiste	grès congl., schiste	grès,schiste	grès,schiste	grès
couleurs	gris,noir	grès clair schiste gris	vert, rouge, gris	grès clair	grès gris,noir	clair
matière org.	XXX	—	X	—	exceptionnel	—
galets de rhyolite	—	—	rare	XXX	X	—
galets de tourmalinite	—	—	XXX	exceptionnel	—	—
quartz rhyolitique	—	XXX	XXX	XXX	XX	—
quartz rose	—	—	XX	XXX	—	à la base et au sommet en échiquier uniquement
plagioclase	X	X	X	X	X	
orthose	—	—	—	douteux	douteux	X
microcline	—	—	—	X	X	rare
grandes muscovites	X	—	—	—	—	—
ciment carbonaté	—	—	—	dolomite ankéritique	—	rare, sauf au sommet
minéraux lourds — type de zircon	sialique	volcanique	mixte	souvent volcanique	mixte,souvent sialique	sialique
minéraux lourds — tourmaline	XX	—	XXX	rare	rare	rare
minéraux lourds — rutile	XX	exceptionnel	XXX	variable	rare	XXX

Tabl.X.1 - Résumé des caractères pétrographiques des différentes formations sédimentaires de notre terrain.
XXX, XX, X: abondant, peu abondant, présent; - absent;
les zircons "sialiques sont les types S2, S7 et voisins, les zircons "volcaniques" les types S18, S19 et voisins.

3. Magmatisme acide

Il pourrait être la source primaire des métaux de notre minéralisation.

Il s'exprime sur notre terrain sous forme de:
- matériel volcanique acide abondant dans les sédiments,
- un sill de dolérite dans le Houiller au Petit Col des Encombres,
- par les galets de tourmalinites (cf. infra).

Sur le diagramme typologique des zircons, les points moyens du matériel volcanique acide, comme ceux des tourmalinites, se situent dans le domaine des rhyolites calco-alcalines de PUPIN(1980). L'étude géochimique de PIANTONE(1980) avait déjà attribué à cette série les filons de la haute vallée de Névache au sud du terrain.

A l'est du terrain, dans le massif de Péclet-Polset, il existe un magmatisme permien anatectique sous forme du "gneiss de Sapey".

Les analyses de roches basiques permiennes du massif d'Ambin (GAY,1970) montrent un "Fenner trend" typique de la série tholéiitique. Des roches comparables se retrouvent dans le massif de Péclet-Polset accompagnées de filons quartzo-albitiques.

Le magmatisme permien régional est ainsi d'une variabilité étonnante qui s'explique probablement d'une part par des zonations paléogéographiques, d'autre part par des successions dans le temps. Remarquons qu'un volcanisme de subduction ne peut, à 500 km du bord de la Téthys, être exclu a priori (cf. la Cordillère Orientale, Pérou-Bolivie).

4. Les tourmalinites

Ces roches exceptionnelles se trouvent assez couramment dans nos grès sous forme de galets. Nous les attribuons au magmatisme permien en raison de leur apparition soudaine et massive dans les sédiments de cet âge. Des roches analogues ont été décrites dans les "tourmaline breccia pipes" d'Amérique et d'Asie souvent minéralisées (Cu-Sn-Ag-W-Bi-Mo) et inclus dans des "stocks" granodioritiques. Nos tourmalines sont magnésiennes.

5. Les "tufs" permiens

Un problème délicat est posé par les minéraux lourds des "tufs" permiens. Ceux-ci forment des bancs de roches quartzo-albitiques analogues aux volcanites des "Couches de Moriaz", mais possèdent des tourmalines, des rutiles et des zircons de basse température ("sialiques"). Est-ce un volcanisme exceptionnel ou s'agit-il de roches sédimentaires comportant des débris non-volcaniques? Le problème reste posé.

6. Les évènements alpins

Notre terrain, occupant la bordure ouest de la zone houillère contre son accident frontal, a été fortement déformé. Les stades majeurs sont:

- plissement transverse à vergence nord presque entièrement effacé par la suite,
- plissement N20 donnant la schistosité principale qui oblitère la stratification dans le Permien, mais n'affecte pas les quartzites très compétents du Werfénien,
- mouvements sur des failles N20, peut-être décrochants.

Cette déformation plie et découpe les grès gris permiens et provoque, à l'intérieur de ce niveau, des fluages métriques de la matière organique minéralisée qui se trouve actuellement surtout en lentilles parallèles à la schistosité.

Le métamorphisme est faible et se situe à la limite anchizone-épizone (environ 350°C). Il est estimé par les caractères suivants:

- présence de paragonite et de stilpnomélane, absence de biotite alpine,
- cristallinité de l'illite,
- maturité de la matière organique.

Sur cette base, la substitution phengitique indique une pression de 4 à 5 kb (environ 16 km de charge lithostatique) suggérant une superposition de nappes.

Ce métamorphisme n'a pratiquement pas eu d'effet sur la minéralisation.

7. Minéralisation

La minéralisation uranifère est stratiforme aux échelles kilométrique et hectométrique et comprise dans des niveaux de grès qui restent cependant stériles dans certains secteurs du terrain. Des faciès verts et rouges toujours stériles existent comme équivalents latéraux. A l'intérieur du faciès gris, l'uranium est concentré dans des poches charbonneuses. Cette matière organique, d'origine ligneuse, a piégé l'uranium au stade syngénétique ou épigénétique pendant le Permien, avant la dégradation de la perméabilité de la roche hôte et la carbonification.

L'uranium est accompagné de vanadium (roscoelite), d'arsenic, d'antimoine, de cuivre et d'argent. Ces métaux ont été apportés en solution par les eaux de surface ou des nappes souterraines. Ils ont probablement été lessivés des volcanites acides et basiques permiens. L'importance de cette migration, des roches mères à la roche hôte, et celle des conditions du piégeage sont soulignées par l'association chimique U-V, biophile.

La répartition complexe de la matière organique uranifère est probablement dûe à la superposition de:

- la distribution sédimentaire des bois dans les chenaux et les coulées de boue,
- la géométrie des oxydations épigénétiques permiennes,
- les fluages mécaniques de la matière organique minéralisée sous l'effet de la déformation alpine.

L'uranium est resté à l'état solide durant les évènements alpins et une remobilisation véritable avec possibilité de formation de nouvelles concentrations filonniennes paraît exclue.

ANNEXE A

DIFFRACTOMETRIE RX SEMI-QUANTITATIVE

La formule permettant de calculer les teneurs des minéraux dans les mélanges à partir des diffractogrammes s'écrit, d'après BRINDLEY(1961):

$$C = \frac{I}{I_{mp}} \times \frac{\mu_{éch}}{\mu} \qquad (1)$$

où C teneur du minéral en question dans le mélange,
I intensité de la raie choisie du minéral dans le mélange,
I_{mp} intensité de la raie choisie du minéral à l'état pur,
μ coefficient d'absorption massique du minéral,
$\mu_{éch}$ coefficient d'absorption massique de l'échantillon.

Les valeurs μ sont connues (tabl.A.1), mais la formule (1) contient les valeurs inconnues I et I_{mp}. En plus le coefficient d'absorption massique de l'échantillon se calcule comme suit:

$$\mu_{éch} = \Sigma C\mu \qquad (2)$$

formule qui implique C, la teneur cherchée.

Nous tournons ces difficultés par les approximations suivantes, justifiées pour une mesure semi-quantitative:

- l'intensité I est remplacée par la hauteur du pic directement mesurable sur le diagramme,
- I_{mp} est remplacée par R, hauteur du pic du minéral pur, normalisée par rapport au quartz et établi une fois pour toutes pour le laboratoire (Gérard Vivier, inédit, tabl.A.2); l'approximation consiste alors dans les différences plus ou moins grandes, entre l'étalon et l'échantillon, concernant les conditions expérimentales (orientation des phyllosilicates, granulométrie) et la composition et la cristallinité des minéraux,
- la teneur C, cherchée, est remplacée, dans le calcul de $\mu_{éch}$, par la valeur $\frac{H/R}{\Sigma H/R}$ qui est (à $I \approx H$ près) égale C pour $\mu_{éch}/\mu = 1$

$$\mu_{éch} = \Sigma C\mu \quad \text{devient ainsi:} \quad \mu_{éch} = \frac{\Sigma Hu/R}{\Sigma H/R} .$$

La formule entière devient alors:

$$C = \frac{H}{R\mu} \times \frac{\Sigma Hu/R}{\Sigma H/R} \times \frac{100}{\left(\frac{H}{Ru} \times \frac{\Sigma Hu/R}{\Sigma H/R}\right)} \qquad (3)$$

le dernier facteur correspondant au bouclage à 100% nécessaire en raison de l'utilisation de R pour I_{mp}.

Toutes les composition modales de diffractométrie RX semi-quantitative de cette thèse ont été calculées par un programme, basée sur la formule (3) que nous avons écrit pour l'ordinateur WANG 2200 du laboratoire en language "basic".

minéral	μ	
shéridanite et clinochlore	32	chlorites de nos cargneules
quartz	34	
albite et oligoclase	34	
phengite	46	calculé à partir des analyses de la zone houillère de SALIOT(1978)
feldspath potassique	49	
dolomite	50	
gypse	61	
ripidolite-Mg	63	chlorite des nos schistes rouges
calcite	71	
ripidolite-Fe	100	chlorite de nos grès et schistes noirs
hématite	231	

Tabl.A.1 - Coefficients d'absorption massique des minéraux de nos roches utilisées dans les calculs des la composition modale semi-quantitative. ($\mu_{min} = \Sigma C\mu_{élé}$ analogue à $\mu_{éch} = \Sigma C\mu_{min}$).

minéral	d(Å)	(hkl)	R
quartz	3,34	(101)	1,00
	4,26	(100)	,20
	1,817	(112)	,17
calcite	3,03	(104)	,70
dolomite	2,9	(104)	,60
gypse	7,56	(020)	,60
microcline	3,24	(002)	,30
albite	3,18	(002)	,45
	4,03	(20$\bar{1}$)	,10
hématite	2,69	(104)	,07
muscovite	10	(002)	,30
chlorite	7	(002)	,14

Tabl.A.2 - Hauteurs des raies caractéristiques des minéraux normalisées par rapport au quartz, résultats inédits de Gérard Vivier.

ANNEXE B

COMPTAGES TYPOLOGIQUES DES ZIRCONS

Le tableau suivant indique les détails des déterminations en types et sous-types des 59 échantillons étudiés. Les chiffres correspondent partout à des nombres de cristaux et non à des pourcentages. Il n'y a pas été possible, en raison des cassures très fréqu ntes, d'envisager uniquement des cristaux entiers comportant, en principe, quatre déterminations chacun (les deux terminaisons, devant et derrière). Parmi le nombre de nos zircons déterminés fugurent ainsi indifféremment des cristaux avec une à quatre déterminations. Nous avons renoncé à l'idée de compter des déterminations plutôt que des cristaux pour garder l'homogénéité avec les travaux publiés. Nous indiquons les cristaux indéterminés soit par le nombre compté de ces cristaux, soit par un rapport estimé indét./(indét+dét.). A l'extrême droite du tableau, à côté des points moyens I.A.-I.T., nous avons essayé, par des abbréviations et des signes d'indiquer la nature et l'origine des échantillons. Les chiffres romains renvoyent aux chapitres dans le texte.

Abbréviations

nd	nombre des cristaux de zircons déterminés
ni	soit le nombre des cristaux de zircons indéterminés, soit le rapport estimé: indét./(indét.+ dét.)
G.	grès
cgl.	conglomérat
Qt.	quartzite
ɛS	gneiss du Sapey
tourm.	tourmalinite
pegm.	pegmatite
γ	granite

rge, vt, cl, gr, n: rouge, vert, clair, gris, noir.

Pt,Ptrias	Permotrias
Werf.	Werfénien
H.	Houiller
Courch.	Formation de Courchevel.

Signes

■ tuf permien
□ grès permien
★ tuf werfénien
☆ quartzite werfénien
▲ conglomérat de rhyolite du Permotrias
△ grès du Permotrias
● tuf houiller
o grès houiller
✣ tourmalinite

éch.	nd	ni	S 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24	P 1 2 3 4 5
SAC2	100	72	1 2 1 1 -.5 10 7 3 -.4 8 7 2 -.- 11 10 16 3.- - 4 7	3.1-112
SAC4	"	1/3	- 2 10 3 1.2 8 5 2 -.1 10 10 9 5.- - 7 8	4.- 1 1 4 2.--2-2
SAC6	"	1/3	- - - 1 -.- - 1 1 -.1 1 2 2 -.- 2 19 16	10.- -14 14 7.--1--
SAC11	"	1/3	1 4 6 3 1.1 12 5 1 2.- 4 6 3 2.- 2 4 6	1.- - 2 9 4.12353
SAC14	"	1/3	- 4 5 3 3.2 7 10 1 -.- 5 6 3 -.- 3 9 13	3.- 2 5 7 6.---1-
SAC15	"	58	- 2 2 5 3.1 10 8 4 -.- 7 2 2 -.- - 9 13	4.- - - 9 4.-122-
SAC16	40	1/4	1 2 6 - 1.- 1 2 1 -.- 2 4 - -.- - 3 4	-.- - - - 6.-1--2
SAC17	100	122	2 9 3 2 1.7 10 5 - 1.9 20 8 1 -.- 4 5 1	-.- - 2 - -.122--
SAC20	"	77	3 12 6 1 -.4 17 5 - -.1 3 - 1 1.1 2 5 11	3.- - - 9 5.--1-2
SAC21	120	184	6 14 7 6 2.6 13 9 3 1.4 5 10 3 1.- 1 4 2	1.1 - 3 2 3.-1-1-
SAC23	100	1/2	1 5 5 6 7.-10 9 4 2.- 3 5 5 4.- - 3 5	6.- 1 1 6 2.1-212
SAC28	"	50	1 7 3 4 6.2 8 5 3 4.1 7 3 5 2.- 3 -11	2.- - 6 7 3.12-11
SAC32	"	31	- - 2 2 3.1 - 3 3 2.- 1 2 2 1.- - 4 8	2.- - 31112.--134
SAC36	"	1/2	- 7 8 1 2.- 7 4 3 5.- 2 1 - 1.- 11111	4.- - 31012.-1-11
SAC37	"	1/2	31213 5 2.11 7 8 - 2.11 2 3 2 -.- - 2 1	1.- - 1 4 3.-1111
SAC38	"	1/2	11720 2 1.-16 3 1 -.11 4 12 2 -.- - - 3	-.- - - - -.-----
SAC39	59	30	1 1 2 1 -.- 7 3 2 1.- 2 2 2 -.- 1 5 7	4.- - 3 5 -.211--
SAC40	100	45	3 4 7 6 1.1 10 9 1 -.5 3 4 1 -.- 1 7 8	6.- - 1 5 4.-----
SAC43	"	32	3 3 3 2 3.21 11 0 2 -.21 11 2 2 -.- 1 3 8	4.- - 3 6 4.--1-2
SAC45	"	1/2	-19 11 3 -.216 6 2 -.2 4 - - -.- 2 6 3	2.- - 5 8 -.-11--
SAC46	"	1/2	1 110 2 -.1 5 6 3 1.- 3 6 3 5.- - 6 7	7.- - 6 8 8.--121
SAC49	102	90	1 5 3 2 2.4 10 2 2 1.1 5 7 3 1.1 4 10 16	1.- 1 3 7 3.111--
SAC50	92	33	2 - - - -.1 3 4 1 -.- - 6 6 3.1 3 17 17	4.- 4 3 8 3.-2211
SAC54	202	106	2 11 10 2 2.6 15 11 4 1.3 9 5 11 3.- -14 23 13.1	2 8 12 7.-2-22
SBC47	100	1/4	- - - 1 1.- - - 2 1.- - 4 4 2.- 2 10 17 13.-	- 5 21 5.-1253
SBC48	"	43	- - 1 1 1.- 4 16 4 1.-11 13 5 2.- 2 12 9	5.- - - 2 5.1311-
SBC62	"	30	1 5 12 6 5.6 17 14 6 1.3 14 5 - -.- - 1 -	-.- - - - -.-----
SBC89	94	15	- - - - -.- - - - -.- - - - -.- - - 5	6.- - -17 35.---18
SBC92	100	1/2	2 7 3 6 7.3 9 6 2 3.- 3 4 2 1.- 1 8 7	1.- - 1 4 4.1-214
SBC93	"	1/2	111 7 9 4.-12 7 4 4.- 5 7 3 4.- - 1 4	4.- - 2 3 3.111--
SBC104	"	20	11014 2 -.33 2 9 1 -.219 3 - -.- 2 1 -	-.- - - - -.-----
SBC113	"	1/2	- - 3 6 2.- 3 2 4 1.21 10 14 6 -.- 7 10 13	1.- 1 110 2.1----
SBC117	"	1/4	21522 7 9.211 1 1 -.- 4 3 - 1.- 1 2 -	-.- - - - -.22---
SBC124A	50	10	- - - - -.- - - - -.- 1 2 - 1.- 2 3 6	-.- - 31112.2-212
SBC124B	100	60	- - 2 112.- 1 - 1 2.- - 2 1 3.- - 7 11	8.- - 13010.12-4-
SBC124C	"	1/2	- 8 5 210.1 3 3 3 1.1 2 8 1 3.- 2 9 15	4.- - 6 7 3.--1--
SBC126	"	20	- - 1 - 2.- 1 8 5 4.- - 4 5 3.- - 42	4 10.- - 118 8.-1-1-
SBC130	"	60	1 5 8 1 -.11 11 0 1 -.- 2 1 3 -.- 3 6 17	3.- 1 6 6 2.-11-1
SBC137	"	1/2	3 6 9 3 1.- 8 8 2 2.2 4 3 2 -.- 5 4 10	2.- - 110 6.-2---
SBC138	"	1/2	- -17 15 4.- -18 10 -.- 113 9 1.- - 1 7	-.- - 2 1 -.-----
SBC144	"	1/4	- - - - -.- - - 1 -.- - 1 5 -.- -10 16	3.- - 243 3.-----
SBC149	"	1/2	-10 14 8 3.5 8 7 3 4.- 3 5 3 -.- 1 5 6	3.- 1 3 5 1.--1--
SBC202	"	1/2	- 5 16 8 6.1 3 10 2 2.11 2 7 4 1.- - 3 6	-.- - 2 6 2.--1--
SBC204	"	72	-12 9 4 -.- 7 6 5 -.1 4 2 1 -.- 1 3 6	5.- - 5 6 8.-11--
SBC206	"	80	4 16 6 3 1.5 20 7 - -.5 10 2 - -.- - 6 5	1.- - - 1 1.-1---
SBC207	"	52	-10 10 4 -.- 7 3 - -.1 1 1 - -.- - 41111	.- - 113 7.-1121
SBC208	"	110	- - 6 8 13.- 1 6 4 7.- - 5 6 6.- 1 1 5	3.- - - -10.63333
SBC218	"	37	5 2 5 2 2.7 9 6 4 -.2 4 3 4 2.- 2 4 8	6.- 3 110 4.-1--2
SBC219	"	1/2	- 3 9 3 -.1 3 2 2 1.- 7 6 6 3.- 2 4 8	4.- 2 3 9 8.---32
Z2	100	1/4	- 1 1 - 3.- 6 17 5 7.- 4 19 10 10.-	- 2 1 5.- - - - -.2411-
Z3	"	18	1 3 6 2 3.-14 16 8 7.- 4 10 4 2.- 1.5 2	4.- - - 2 -.-312-
Z7	"	1/4	- 9 19 9 6.2 3 1 1 1.- 1 - - -.- - - -	-.- - - - -.1----
Z25	"	1/4	- 5 12 3 7.2 4 4 - -.- 1 2 1 -.- - - -	-.- - - - -.5----
EOC1	"	35	-12 26 3 4.11 7 6 6 -.- 8 6 - -.- - - 2	-.- - - - -.-----
EOC3	"	1/4	42 11 9 8 3.- 5 2 - -.- 1 1 - -.- - 1 -	-.- - - - -.-----
6200	"	25	3 23 7 2 4.21 5 6 1 -.- 4 1 - 1.- 1 - 3	-.- - - - -.-----
188	"	81	- - 62 21 2.- 41 7 10 1.- - 4 3 -.- - 2 3	1.- - 5 7 1.-----
177	"	1/4	- - 1 3 2.- 2 6 2 -.- 1 - - 1.- - 4 6	6.- - 11221 212713
P56	"	1/2	212 7 2 -.52 4 4 - -.31 8 6 - -.1 3 1 -	-.- - - - -.-----

Autres types	origine, si hors de notre terrain	I.Ā.I.T.	nature
-		■415-526	tuf Perm.
U23:1		□437-492	G.vt.Perm.
V17:1 U19:2 U24:1 U25:2 T13:1 N4:1		★476-627	tuf Werf.
U19:1 T13:1 D:3 G1:2		△477-505	G.cl.Ptrias
SZ5:1 U23:1		■431-519	tuf Perm.
V8:1 U17:1 U20:1 U24:2 U25:1 L2:1 L3:2 G1:1		□456-501	G.rge.Perm.
V18:1 J5:2 D:1		△470-500	Ptrias lip.
L2:3 L3:1 G2:1		☆344-438	Qt.Werf.
V12:1 U14:1 U19:1 J5:2 L1:1 L3:1		□400-485	G.-tuf Perm.
V2:1 VZ7:1 SZ7:1 U18:2 U19:2 L1:1 L2:3		☆369-427	Qt.Werf.
V7:1 K1:1 L4:1 L5:1		△474-460	Ptrias noir
V11:1 G1:1		△447-480	Ptrias noir
D:10 K1:8 T13:1 J4:1 J5:6 N5:2 G1:2		▲567-631	cgl.volc.Pt.
V6:1 K1:1 L2:2		△464-520	G.cl.Ptrias
V7:1 V12:1 L3:1		○387-420	H?
V7:1 V8:1 V12:1 U13:1 L1:1 L2:1 L3:1		△354-390	base Werf.
U17:1 U19:1 U23:1 U24:2 T7:1		□452-431	G.noir Perm.
U13:1 U18:2 U19:3 U24:3 U25:1 J4:1 L3:1 L4:1		□417-489	G.rge.Perm.
U12:1 U20:1		□412-494	G.noir Perm.
L3:3 L4:2 Q3:2		☆373-431	Qt.Werf.
U18:1 U25:1 J4:1 J5:2 N5:1 K1:1		△470-542	G.cl.Ptrias?
T13:1 K1:1 N5:1 L1:1		□422-517	G.vt.Perm.
U13:1 U14:1 U19:1 U25:2 J3:1 Q5:1 G1:1		●452-573	G.-tuf H.
U13:1 U14:1 U15:1 U18:3 U19:4 U20:1 U22:1 (U23:1 U24:3 U25:1 G1:1 J4:1 L3:1 L5:1		■449-518	tuf Perm.
U23:1		●520-609	tuf H.
-	Ponsonnière, Valloire, Savoie	450-507	rhyol.Pons.
G1:1 L2:1 L4:2	gneiss du Sapey	372-387	ȿS Saulire IV
J3:1 J4:4 J5:13 D:4	Col d.l.Tempête, Val Thorens	584-711	trondhj. VI
V3:1 V7:1 U25:1 D:1 K1:2 J5:1 L2:1		△458-437	G.noir Pt.
G1:1 L2:1		○440-421	G. micacé H.
L2:1	gneiss du Sapey	327-401	ȿS Polset IV
U18:1		○429-526	G.H. Gd.Col
U14:1 G1:2 L2:1 L3:6 L4:4 L5:1	Val Thorens	○407-330	cgl.Courch II
V12:1 J5:1		✠514-634	tourm. III
U23:1		✠533-576	tourm. III
G1:1 D:1		✠460-501	tourm-vs III
-		✠511-568	tourm. III
V3:1 V8:1 D:1 L2:3 L3:2 L4:1		□422-489	G.gr.Perm.
U18:1 U19:1 J4:1 D:2 L3:2		□414-494	G.gr.Perm.
L3:1	Lauzière, massifs	451-411	ɣLauzière VI
U19:2 U23:2 U24:5 J3:1 J4:5 J5:1	crist. externes	491-661	Mzó Gde Lech.II
SZ20:1		○419-439	G. H.
U18:1 L4:1		△■428-439	tuf Perm.
U18:1 U19:1 U23:3 U24:1 U25:2 N5:2 K1:1 L3:1 L5:1		441-501	G.n.Ptrias
V2:1 V7:1 V12:1 U19:1 U24:1 L2:1		☆342-420	Qt.Werf.
U24:1 T13:1 L2:3 L3:2 G1:1 J5:1 D:1 K1:1		△483-508	G.vt.Ptrias?
-	Preit, Italie, Piémont	553-452	rhyol Preit IV
L1:1 L2:1		■414-495	tuf Perm.
V12:1 U18:1 U24:1 D:3 J4:1 G1:1 L4:1		□470-539	G.vt.Perm.
V7:1	granites des massifs crist. externes	479-455	ɣOrgières
-		446-440	ɣBourg
L2:6 L3:24 L4:11 L5:6		427-26	ɣSt.Colomban
L2:3 L4:7 L4:12 L5:16 G1:16		508-264	ɣPétarel
V2:1 L2:3 L3:4 L4:1		377-356	ɣ?Laux
L1:1 L2:20 L3:10 L4:3 L5:1		362-279	"
V3:1 L2:7 L3:16 L4:1 L5:2		361-322	"
L4:1 L5:1		474-414	ɣRoche Noire
D:5 J5:2		574-611	ɣaugnérite RN
V2:1 V7:1 SZ7:4 Z18:1 L1:1 L2:3 L4:1	Col des Fonds, Vanoise occidentale	327-405	pegm.Fonds III

Table des matières

I. INTRODUCTION
I.1 Situation géographique et morphologie.....p1
I.2 Le contexte géologique..... "
I.3 La minéralisation..... "
I.4 La série stratigraphique..... "
I.5 Travaux anterieurs..... 6

II. LE HOUILLER
II.1 Introduction.....p7
II.1.1 Aperçu de la stratigraphie du Houiller..... "
II.1.1.1 Généralités..... "
II.1.1.2 L'Assise de Tarentaise..... "
II.1.1.3 L'Assise de Courchevel..... "
II.1.2 Introduction au Houiller de notre terrain..... 9
II.1.2.1 Difficultés..... "
II.1.2.2 La limite Houiller-Permien..... "
II.1.2.3 Distinction entre deux types de Houiller..... "
II.2 Présentation des faciès du Houiller.....11
II.2.1 L'Assise de Tarentaise..... "
II.2.1.1 Introduction..... "
II.2.1.2 Les schistes noirs..... "
II.2.1.3 Les grès micacés..... "
II.2.1.4 Les phtanites..... "
II.2.2 Les Couches de Moriaz.....12
II.2.3 Le Conglomérat de Courchevel.....13
II.3 Caractérisation par des méthodes de laboratoire..... "
II.3.1 Introduction..... "
II.3.2 Granulométrie.....15
II.3.3 Les minéraux lourds des roches du Houiller..... "
II.3.3.1 La composition modale..... "
II.3.3.2 La typologie des zircons..... "
II.4 Analyse chimique d'un grès volcanique de Moriaz.....19
II.5 L'interprétation des Couches de Moriaz.....23
II.5.1 L'importance du volcanisme acide..... "
II.5.2 Discussion de quelques affleurements particuliers.... "
II.5.3 La position stratigraphique des Couches de Moriaz....25
II.6 La paléogéographie du Houiller terminal..... "
II.7 Un nouveau gisement de dolérite.....29
II.9 Conclusion sur l'étude du Houiller.....30

III. PERMIEN
III.1 Introduction: la stratigraphie du Permien.....31
III.1.1 La stratigraphie du Permien de la zone houillère.... "
III.1.2 Le Permien du terrain d'étude.....32
III.1.2.1 Difficultés causées par la déformation..... "
III.1.2.2 Stratigraphie du Permien..... "
III.2 Présentation des faciès du Permien.....33
III.2.1 Introduction..... "
III.2.2 Les grès conglomératiques..... "
III.2.2.1 Gisements..... "
III.2.2.2 Pétrographie macroscopique..... "
III.2.2.3 Pétrographie microscopique.....37
(a) La structure générale..... "
(b) Les éléments détritiques..... "
III.2.2.4 Minéralogie.....41
(a) Les feldspaths..... "
(b) La biotite détritique..... "
(c) Les micas chromifères..... "
III.2.2.5 Composition modale.....47
III.2.2.6 Granulométrie..... "
III.2.2.7 Conclusion sur les grès conglomératiques.....48

III.2.3 Les schistes permiens.....p49
III.2.3.1 Couleurs des schistes et gisements..... "
III.2.3.2 Composition modale..... "
III.2.3.3 Chlorite..... "
III.2.3.4 Schistes à "magnésite"..... 51
III.2.4 Les calcaires "éopermiens"..... 53
III.2.5 Les "tufs" volcaniques (..) du Permien..... 59
III.2.5.1 Introduction..... "
III.2.5.2 Gisements..... "
III.2.5.3 Description..... "
III.3 Etude des minéraux lourds du Permien..... 63
III.3.1 Introduction..... "
III.3.1.1 But de l'étude..... "
III.3.1.2 Modifications secondaires..... "
III.3.2 Description des minéraux lourds du Permien..... 64
III.3.2.1 Les minéraux lourds des grès conglomératiques... "
(a) Composition modale..... "
(b) Typologie des zircons..... "
III.3.2.2 Les minéraux lourds des "tufs" permiens..... "
(a) Composition modale..... "
(b) Typologie des zircons..... "
III.3.3 Le problème des minéraux lourds des "tufs"..... 69

III.4 Les tourmalinites
III.4.1 Introduction.....p73
III.4.2 Description des galets de tourmalinites..... "
III.4.2.1 Gisements et forme des galets..... "
III.4.2.2 Les différents types de tourmalinites..... "
III.4.2.3 Le chimisme des tourmalines..... 79
(a) Généralités..... "
(b) Diffractométrie RX et analyses..... "
(c) Signification du chimisme des tourmalines..... 80
III.4.2.4 Les minéraux lourds des galets de tourmalinites. 81
(a) Echantillons, méthodes et granulométrie..... "
(b) Composition modale..... "
(c) Typologie des zircons..... "
(d) Signification de la typologie des zircons..... "
III.4.3 Tourmalines et tourmalinites (..) dans les Alpes(..) 85
III.4.3.1 Introduction..... "
III.4.3.2 Galets (..) dans les sédiments permiens..... "
III.4.3.3 Roches tourmalinifères permiennes en place..... 87
III.4.4 Le modèle des "tourmaline breccia pipes"..... 93
III.4.5 Conclusion sur l'étude des tourmalinites..... 95

III.5 Comparaison rapide avec le Permien de Lodève..... 97
III.5.1 Introduction..... "
III.5.2 Albitisation des pélites rouges..... "
III.5.3 L'albitisation dans les tufs..... "
III.5.4 Conclusion sur la comparaison (..)..... "
III.6 Conclusion sur l'étude du Permien..... 99

IV. PERMOTRIAS
IV.1 Introduction.....p101
IV.2 Gisements..... "
IV.3 Présentation des grès et conglomérats du Permotrias..... 103
IV.3.1 Les grès et conglomérats clairs..... "
IV.3.2 Conglomérat à "liparite"..... 105
IV.3.3 Les grès noirs du Permotrias..... 107
IV.3.4 Le "Verrucano" du Rocher du Chenu..... 112
IV.4 L'intercalation schisteuse entre Trias et Permotrias.... "
IV.5 Les minéraux lourds du Permotrias..... 113
IV.6 Les changement intervenant entre Permien et Permotrias.. 119
IV.7 Conclusion sur l'étude du Permotrias..... 121

V. LE TRIAS INFERIEUR
V.1 Les quartzites werféniens.....p123
V.1.1 Gisements..... "
V.1.2 Présentation des faciès..... 125
V.1.2.1 Faciès commun..... "
V.1.2.2 Faciès sommital..... 127
V.1.2.3 La "rhyolite" du Cochet,..... "
V.1.2.4 Les quartzites noirs du Rocher du Chenu..... 131
V.1.2.5 Quartzites verts schisteux..... "
V.1.3 Les minéraux lourds des quartzites werféniens..... 133
V.1.3.1 Composition modale..... "
V.1.3.2 Typologie des zircons..... "
V.1.4 Concl sion sur l'étude des quartzites werféniens.... 135
V.2 Les évaporites du Werfénien supérieur..... 137

VI. LE MAGMATISME PERMO-HOUILLER
VI.1 Introduction.....p139
VI.2 Les roches magmatiques acides..... "
VI.2.1 Introduction..... "
VI.2.2 Présentation des roches concernées..... "
VI.2.2.1 Les roches magmatiques acides du terrain d'étude "
VI.2.2.2 Les roches magmatiques acides de la région..... "
(a) Le gneiss du Sapey..... "
(b) Les filons "trondhjémitiques"..... "
(c) Les microdiorites, microgranites etc. 141
(d) La rhyolite et l'andésite de la Ponsonnière..... "
(e) L'"orthophyre" des Grandes Rousses..... "
(f) Le granite de la Lauzière..... "
VI.2.3 La typologie des zircons des roches magmatiques.... "
VI.2.3.1 La description des zircons (..) ..... "
VI.2.3.2 Interprétation de la typologie des zircons..... 143
VI.3 Les roches basiques..... 145
VI.3.1 Introduction..... 145
VI.3.2 Essai de caractérisation géochimique (..)..... "
VI.4 Conclusion sur l'étude du magmatisme permo-houiller.... 149

VII. TECTONIQUE
VII.1 Introduction..... 151
VII.1.1 Avertissement..... "
VII.1.2 Cadre structural..... "
VII.2 La structure générale du terrain: le synclinal de (..). 152
VII.3 Les déformations synschisteuses dans le Permien..... 157
VII.3.1 Introduction..... "
VII.3.2 Le fauchage..... "
VII.3.3 La déformation principale..... "
VII.3.3.1 La schistosité principale..... "
VII.3.3.2 Les plis principaux..... 159
VII.3.4 La déformation de crénulation..... 161
VII.4 La déformation des quartzites..... 163
VII.5 Les déformations cassantes et la chronologie..... 165
VII.6 Conclusion sur l'étude de la tectonique..... 168

VIII. METAMORPHISME
VIII.1 Introduction.....p169
VIII.2 La paragenèse minérale..... "
VIII.3 La cristallinité de l'illite..... 171
VIII.4 La maturité de la matière organique..... 175
VIII.4.1 Introduction..... "
VIII.4.2 L'étude de la matière organique en diffraction RX. "
VIII.4.2.1 La méthode..... "
VIII.4.2.2 Les mesures..... 176
VIII.4.3 Etude de la matière organique par reflectométrie.. 177
VIII.4.3.1 La méthode..... "
VIII.4.3.2 Les mesures de la rflectance maximale..... "
VIII.4.3.3 Les mesures de la reflectance moyenne..... 179
VIII.4.3.4 L'interprétation des résultats (..)..... "
VIII.4.4 Approche de la paléotempérature d'après Karweil... 181
VIII.4.5 Conclusion sur l'étude de la maturité de la m.o... "
VIII.5 La substitution phengitique..... 183
VIII.5.1 Introduction..... "
VIII.5.2 Le mécanisme de la substitution phengitique..... "
VIII.5.3 Etude des phengites en diffraction RX..... 184
VIII.5.3.1 La mesure..... "
VIII.5.3.2 L'interprétation..... "
VIII.5.4 Etude des phengites à la microsonde..... 185
VIII.5.5 Conclusion sur la substitution phengitique..... 186
VIII.6 Conclusion sur l'étude du métamorphisme..... 187

IX. LA MINERALISATION D'URANIUM
IX.1 Introduction: le Permien, une période favorable.....p189
IX.2 Localisation et description des indices..... "
IX.2.1 La répartition des indices et le faciès fertile..... "
IX.2.2 Le secteur "Tante Vieille - les Fours"..... 191
IX.2.3 Le secteur "Grand Plan - Châtelaine"..... 195
IX.2.4 Le secteur "Chaffat"..... 201
IX.2.5 Conclusion sur la localisation et la description etc. 203
IX.3 Répartition de la minéralisation à l'échelle microscop. 205
IX.4 L'origine de la matière organique..... 211
IX.5 La paragenèse de la mineralisation..... "
IX.5.1 Les minéraux d'uranium..... "
IX.5.2 Les minéraux accompagnateurs de l'uranium..... 215
IX.6 Géochimie de la minéralisation..... 217
IX.6.1 Analyses des échantillons minéralisés..... "
IX.6.2 Analyses du fond géochimique de l'uranium..... 219
IX.7 En guise de conclusion: discussion de la genèse..... 221
IX.7.1 Rappel des caractères de notre minéralisation..... "
IX.7.2 Une minéralisation ni magmatique, ni hydrothermale.. "
IX.7.3 Caractères du milieu de sédimentation et de diagenèse 222
IX.7.4 Le "Sandstone-type" et ses sous-types..... 223
IX.7.5 Une minéralisation probablement d'âge permien..... 224
IX.7.6 Problèmes..... "
IX.7.7 Origine du stock métal..... 226

X. CONCLUSIONS GENERALES..... 227

Annexe A: diffractométrie RX semi-quantitative..... 235
Annexe B: comptages typologiques des zircons..... 237

Bibliographie

A.G.I.P. S.p.A. (1980) "26 th International Geological Congress. Excursion n° 095 C - Uranium Occurrences in the Western Alps (Italy).
A.G.I.P., 10 p.

AINARDI, J.L. (1976) "Le Permo-Trias épimétamorphique de la région de La Plagne, Champagny-en-Vanoise (Alpes Occidentales Françaises). caractères pétrographiques et géochimiques des minéralisations uranifères et de leur environnement".
Thèse de spécialité, Univ. Nancy, 118 p.

ALPERN, B. (1976) "Fluorescence et réflectance de la matière organique dispersée et évolution des sédiments.
Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 10, 201-220.

APRAHAMIAN, J. (1974) "La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvous (variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins".
Géologie Alpine 50, 5-15.

AUMAITRE , R. ; BUFFET, G. (1973) "Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du Massif Ecrins-Melvoux (Alpes Françaises occidentales)"
Thèse de spécialité, 301 p.

BAMBAUER, H.H. ; CORLETT, M. , EBERHARD , E. ; VISWANATHAN, K. (1967) "Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods".
Schweiz. Min. Petr. Mitt. 47, 333-349.

BARBIER, R. (1948) "Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère".
Mem. Serv. Carte géol. Fr., 291 p.

BARBIER, R. (1952) "La stratigraphie du Trias de la nappe des brèches de Tarentaise (zone subbriançonnaise externe) dans la région de Moûtiers (Savoie).
C.R.somm. Soc. Géol. Fr., p. 94-97.

BARBIER, R., BLOCH, J.P., DEBELMAS, J., ELLENBERGER, F., FABRE, J., FEYS, R., GIDON, M., GOGUEL, J., GUBLER, Y., LANTEAUME, M., LATREILLE, M., et LEMOINE, M. (1960-63) "Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée".
Livre à la mémoire du Professeur F. Fallot, t.II, p. 331-377.

BARBIER, R., BARFETY, J.C. (1972) "Les structures Est-Ouest de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification"
Trav. Lab. Géol., Grenoble, 48, 2, 151-152.

BARD, J.P. (1980) "Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques".
Masson, 192 p.

BEACH, A. (1981) "Thrust structures in the eastern Dauphinois zone (French Alps), north of the Pelvoux massif" J.Struct.Geol., 3, 299-308.

BERSIER, A. (1948) "Phénomènes de plasticité dans les charbons molassiques".
Eclogae Géol. Helv., 41, 101-112.

BERTRAND-SARFATI, J. et FABRE, J. (1972) "Les stromatolites des formations lacustres post-moscoviens du Sahara septentrional (Algérie)".
24 Int. Géol. Congress, Section 7, p. 458-470.

BESSON, M., FONTEILLES, M. (1974) "Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitiques et calco-alcalines.
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 97, 445-449.

BIJU-DUVAL, J. (1975) "Etude pétrologique des terrains cristallins de la région du Sirac (Sud du massif des Ecrins-Pelvoux, Haut-Dauphiné)"
Thèse de spécialité, Grenoble, 107 p.

BOCQUET, J. (1974) "Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises".
Thèse Sc. nat. Univ. Grenoble, 491 p.

BOUDON, J., GAMOND, J.F., ROBERT, J.P., DEPARDON, J.P., GAY, M., RUHLAND, M., VIALON, P. (1976) "L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement Est-Ouest par glissement et étirement dans un système de compression global Nord-Sud".
Eclogae geol. Helv., 69, 509-519.

BREGER, I.A. (1974) "The role of organic matter in the accumulation of uranium : the organic geochemistry of the coal-uranium association".
Formation of uranium ore deposits, IAEA, p. 99-124.

BRINDLEY, G.W. (1961) "Chlorite minerals" in BROWN,G."The X-ray identification and crystal structures of clay minerals".
Mineral. Soc. London, p. 242-296.

BRINDLEY, G.W. (1961) "Quantitative analysis of clay mixtures". In BROWN,G."The X-ray udentification and crystal structures of day minerals".
Mineral. Soc. London, p. 489-514.

BRYNER, L. (1968) "Proposed terminology for hydrothermal breccias and conglomerates".
Econ. Geol. 63, p. 692.

CABY, R. (1974) "Gneiss permo-carbonifères d'origine granitique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand St Bernard en Val d'Aoste (Italie).
Géologie Alpine 50, 39-44.

CAILLAT, C., DELHAVI, P., MARTEL-JEANTIN, B, (1978) "Géologie de la région de Saveh (Iran). Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran Central".
Thèse de spécialité, Grenoble, 325 p.

CARLSON S.R., SAWKINS, F.J. (1980) "Mineralogic and Fluid inclusion studies of the Turmalina Cu-Mo -Bearing Breccia pipe northern Peru".
Econ. Geol. 75 8, 1233-1238.

CATHELINEAU, M., CUNEY, M., LEROY, J., LHOTE,F., NGUYENTRUNG, PAGEL, M., POTY, B. (1980) "Caractères minéralogiques des pechblendes de la province hercynienne d'Europe. Comparaison avec les oxydes d'uranium de Proterozoïque de différents gisements d'Amérique du Nord d'Afrique et d'Australie".
C.R.E.G.U., Nancy, 12 p.

CEVALES, G. (1961) "Metamorphe Mobilisations vorgänge in der Uranlagerstätte des Preittales".
N. jb . Miner. Abh., 96, p. 112-123.

CHATTERJEE, N.D. (1968) "Chromianphengite in an ankerite marble from the Susa valley, western italian Alps".
N. jb. Miner.Mh, 103-110.

CHILDERS, M.O., BAILEY, R.V. (1979) "Classification of uranium deposits".
Contributions to Geology 17, 2, 187-199.

CHUNG, H.M., SACKETT, W.M. (1979) "Use of stable carbon isotope comparitions of pyrolytically derived methane as maturity indices for carbonaccous materials".
Geochim. et Cosmochim. Acta 43, 1979-1988.

CLOCCHATTI Roberto (1975) "Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz".
Mem. Soc. Géol. Fr. 122, 96 p.

COOK, A.C., MURCHISON, D.H., SCOTT,E. (1972) "Optically biaxial anthracitic vitrinites"
Fuel 51, 180-184.

COVENEY R.M.Jr (1981) "Goldquartz veins and Auriferous Granite at the Oriental Mine, Alleghany District, California".
Econ. Geol. 76, 2176-2199.

CRAIG, H. (1953) "The geochemistry of the stable carbon isotopes".
Geochim. et Cosmochim. Acta 3, 52-92.

CUNEY, M. (1981) "Comportement de l'uranium et du thorium au cours du métamorphisme, rôle de l'anatexie dans la genèse des magmas riches en radioéléments .
Thèse Sc. Nat. Nancy, Inst.Nat.Polytechnique de Lorraine (ENSG)

D'AGNOLO, M. (1969) "The uranium occurrences in the Alps".
1969 Summer school geological prospection to radioactive minerals - Report of the session p. 213-254.

DAHLKAMP F.j. (1980) "Typology and geographic/geotectonic distribution of uranium deposits".
Rev. Inst.franç.du Pétrole, 35, 3, 499-536.

DEBELMAS, J., KERCKHOVE, C. (1980)"Les Alpes franco-italiennes".
Géologie Alpine, 56, 21-58.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1962-63) "Rock forming Minerals"
Longmans London - 5 volumes.

DEMEULEMEESTER, P. (1982) "Contribution à l'étude radiométrique à l'Argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises). Distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles".
Thèse de spécialité Grenoble, 227 p.

DEVARAJU, T.C., ANANTHA-MURTHY, K.S. (1978) " Mineralogy of the fuchsites from Gattinosahalli Chitradurga district".
Proc. indian Acad. Sci.A, 87, n°11, 255-261.

ELLENBERGER, F. (1958) "Etude géologique du Pays de Vanoise"
Mém. Serv. Carte Géol. Fr. (1958), 561 p.

ELLENBERGER, F. (1963) "Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales".
in Mem. B.R.G.M., n°15, "Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier 1961, 742 p., p. 215-231.

EPPRECHT, W. (1953) "Die Gitterkonstanten der Turmaline".
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 33, 481-505.

ESSIGMANN, H. (1980) "Zur Geologie und Mineralogie der Uranlagestätte Müllenbach"
Rapport Saarberg Interplan Uran-Gmbh. 2944/ESS/HE, 11 p.

FABRE, J. (1952) "Note préliminaire sur quelques résultats stratigraphiques obtenus dans le Houiller de Tarentaise et de Maurienne (zone briançonnaise).
C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 34-35.

FABRE, J. (1955) "Volcanisme dans le Permo-carbonifère de la zone briançonnaise".
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 241, p. 795-798.

FABRE, J. (1956) "Phtanites à algues d'eau douce dans le terrain houiller des Alpes".
C.R. Acad. Sc. Paris, 243. 1897-1899.

FABRE, J. (1959) "Les phtanites (quartzolites) d'eau douce du Stéphanien cévenol et alpin"
Ann. Soc. Géol. Nord LXVIII, 5 nov. 1958, 198-212.

FABRE, J. (1961) "Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise".
Mme. B.R.G.M., n°2., 315 p.

FABRE, R. (1982) "Le Paléozoïque briançonnais au nord de Névache : analyse des déformations alpines d'un secteur de la zone "axiale" briançonnaise".
Thèse de spécialité, Grenoble, 318 p.

FABRE, R., GIDON, M. et TRICART, P. (1982) "La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au Nord de Névache".
Géologie Alpine 58, p. 31-52.

FABRIES, J., LATOUCHE, L. (1973) "Présence de fuchsites dans les quartzites de la série Charnockitique des Gour oumelalen (NE de l'Ahaggar Algérie)".
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 96, 148-149.

FALKE, H. (1976) "Problems of the Continental Permian in the Federal Republic of Germany"
In FALKE, H. ed. "The continental Permian in central, West and South Europe". Reidel, p. 38-52.

FEYS, R. (1963) "Etude géologique du carbonifère briançonnais".
Mem. BRGM n°6, 397 p.

FISCHER, R.P. (1960) "Vanadium-Uranium deposits of the Rifle Creck area, Garfield Country, Colorado".
U.S. Geol. Survey Bull. 1101, 52 p.

FLETCHER, C.J.N. (1977) "The geology, mineralization and alteration of Ilkwang mine, republic of Korea : A Cu-W bearing tourmaline breccia pipe".
Econ. Geol., 72, 753-768.

FORCE, E.R. (1980) "The provenance of rutile".
Jour . Sed. Petrology 50, 485-488.

FREY, M. (1969) "A mixed-layer paragonite-phengite of low-grade metamorphic origin".
Contrib. Mineral. Petrol., 24, 64-65.

FREY, M., HUNZIKER, J.C., ROGGWILLER, P., SCHINDLER, C. (1973) "Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonit-führender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz".
Contrib. Mineral. Petrol., 39, 185-218.

FREY, M. (1978) "Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and magarite bearing assemblages".
J. Petrology 19, 95-135.

FREY, M., TEICHMULLER, M., TEICHMULLER, R., MULLIS, J., KUNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, SCHWIZER, B. (1980) "Very low-grade metamorphism in external pass of the central Alps: illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion dates".
Eclogae geol. Helv., 73, 173-203.

FRIEDMAN, G.M., SANDERS, J.E., (1978) "Principles of sedimentology".
J. Wiley & Sons N.Y., 792 p.,

GANGLOFF, A., (1970) "Notes sommaires sur la géologie des principaux districts uranifères étudiés par le C.E.A."
IAEA-PL-391/16. "Uranium Exploration Geology Proceeding of a Panel Vienna 1970", p. 77-104.

GAY, M. (1970) "Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes Franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine".
Bull. BRGM (2) 1, 3, 5-81.

GAY, M. (1972) "Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes Francoèitaliennes). Evolution métamorphique".
Arch. Sc. Genève 25, 5-100.

GIDON, M. (1962) " La zone briançonnaise en haute Ubaye (Basses Alpes) et son prolongement au sud-est.
Mem. carte géol. Fr., n° 54, 271 p.

GIGNOUX, M., MORET, L. (1948) "Le Permien des zones externes des Alpes françaises".
C.R. Acad. Sc. Paris, 226, n°11, p. 853-856.

GIRAUD, J.D., PUPIN, J.P., TURCO, G. (198°) "Caractères morphologiques du zircon dans les séries volcaniques calco-alcalines d'après l'exemple liguro-sarde. Implications pétrogénétiques".
C.R. Acad. Sc. Paris, 290, 823-826.

GUIDOTTI, C.V., SASSI, F.P. (1976) "Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists".
N. Jb. Miner. Abh, 127, 97-142.

GUILLAUME, A. (1969) "Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises".
Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n°30, fasc.1, 270 p.

HEINRICH, E.Wh., LEVINSON, A.A. (1955) "Studies in the mica group : X-ray data on roscoelite and barium-muscovite".
Am. Jour. Sci., 253, 39-43.

HEMLEY, J.J. and JONES, W.R. (1964) "Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism" Econ. Geol., 59, 538-569.

HUGHES, C.J. (1973) "Lake Precambrian volcanic rodes of Avalon, Newfoundland. A spilite keratophyre province : recognition and implications. Can.J. Earth Sci., 10, 272-282.

HUGI, T. von., KOPPEL, V., DE QUERVAIN, F., RICKENBACH, E. (1967) "Die Uranvererzung bei Isérables (Wallis)". Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 42, 86 p.

JAROUSSE, J., MOINE, B., et SAUVAN, P. (1978) "Etude chimique de séries évaporitiques en vue de leur identification dans les ensembles métamorphiques". C.R. Acad. Sc. Paris, D 286, 1057-1060.

JAUZEIN, P., PUPIN, J.P., BONIN, B. (1979) "Le zircon des trondhjémites corses : typologie implications". 7è Réunion annuelle des Sciences de la Terre, p. 262.

KARWEIL, J. (1955) "Die Metamorphose du Kohlen vom Standpunkt der psysikalischen Chemie".
Z. dt. geol. Ges., 107, 132-139.

KESLER, S.E., RUSSELL, N., SEAWARD, M., RIVERA, J., MCCURDY, K., CUMMING, G.J., SYTTER, J.F. (1981) "Geology and Geochemistry of sulfite Mineralization underlying the Pueblo viejo Gold-silver oxide- Deposit, Dominican Republic". Econ. Geol., 76, 1096-1117.

KILIAN, W., REVIL, J. (1904) "Etudes géologiques dans les Alpes occidentales- Contributions à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises. Tome I. Mem. Carte geol. Fr., 627 p.

KISCH, H.j. (1974) "Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with anchimetamorphism, I-III". Proc. (K.) nederl. Akad. Wetensch. (B), 77/2, 81-118.

KISCH, H.J. (1980) "Illite crystallinity and coal rank associated with lowest grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps". Eclogae geol. Helv., 73, 753-777.

KISS, J. (1971) "Constitution mineralogique et genèse du gisement uranifère de la Montagne Mecsek, (II)". Ann. Univ. Sci. Budapest, Rolando Eotvos Nominatae Sect. Geol., 14, 79-121.

KNOPF, A. (1929) "The Mother Lode system of California". U.S. Geol. Survey Prof. Pap., 157, 103 p.

KUBLER, B. (1966) "La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme". Colloque sur les étages tectoniques, Neuchâtel 1966, Edition de la Baconnière, pp. 105 à 122.

KUBLER, B. (1967) "Anchimétamorphisme et schistosité". Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, 1, 259-278.

KUBLER, B., PITTION, J.L., MEROUX, Y., CHAROLAIS, J., WEIDMANN, M. (1979) "Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura de la Moleuse et des Nappes Préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Haute-Savoie). Eclogae geol. Helv., 72 347-373.

LAMEYRE, J. (1958) "La partie nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire". Trav. Lab. Géol. grenoble, 34, p. 83-152.

LANDIS, C.A. (1971) "Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks". Contrib. Mineral. Petrol., 30, 34-45.

LANGMUIR, D. (1978) "Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits"
Geochim. et Cosmochim. Acta 42, 549-569.

LA ROCHE, H. de (1968) "Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques". C.R. Acad. Sc. Paris, 267, 39-42.

LEFEVRE, C. (1979) "Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel. Mus. Sc. Nat., Montpellier.

LEFORT, P. (1971) "Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes Françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale". Sciences de la Terre, Mem. n° 25, 373 p., Thèse d'Etat, Nancy.

LEMAITRE, R.W., (1976) "The chemical variability of common igneous rocks". J. Petrology, 17, 589-637.

LEMERCIER, M., HERY, B., JOUSSEAUME, J., MERLE, H. (1970) "Sur des bancs d'orthosite et d'albitite observés dans les bassins de Lodève et de Gabian et de St Afrique". C.R. Acad. Sc. Paris, t. 270, 1289-1292.

LEMOINE, M. (1952) "Le Paléozoïque supérieur de la haute vallée de Névache. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 234, p. 2468-2470.

LEO, G.W., ROSE, H.J. Jr, WARR, J.J. (1965) "Chromium muscovite from the Serra de Jacobina, Bahia, Brazil". Am. Mineral., 50, 392-402.

LEONOVA, V.A. (1959) "Mineralogy of uraninites of Northern Karelia". Zapiski Usesoyuznogo mineralogicheskogo obscestra, 88, . 21-38.

LEVENTHAL, T.S., THRELKELD, C.N. (1978) "Carbon-13/carbon-12 isotope fractionation of organic matter associated with uranium ores induced by x-radiation". Science 202, 430-432.

LIARD, P. (1970) "Contribution à l'étude de la couverture sédimentaire de Belledonne (Alpes Françaises), le massif d'Allevard (Isère). Thèse de specialité faculté des Sciences de Paris, 167p.

LILLIE, F. (1982) "Compte rendu de mission sur le permis du Cochet. Aspect tectonique". Document interne. Minatome S.A., 11 p.

LLAMBIAS, E.J., MALVICINI, L. (1969) "The geology and genesis of the Bi-Cu mineralized breccia-pipe, San Francisco de los Andes, San Juan, Argentina". Econ. Geol., 64, 271-286.

LONCHAMPT, D. (1962) "Etude géologique du volcanisme permien du Guil, de la Haute-Ubaye et Haute-Maurel (Alpes franco-italiennes"). Thèse de spécialité Grenoble, 105 p.

LORENZ, V., NICHOLLS, I.A. (1976) "The Permo-carboniferous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics". In FALKE, H. ed. "The continental Permian in central, West and south europe" Reidel p. 313-342.

MALAN, R.C., (1968) " The uranium mining industry and geology of the Monument Valley and White Canyon Districts, Arizona and Utah". In RIDGE J.D. (ed.). ore deposits of the United States 1933-1967. The Am. Inst. of mining, metallurgical and petroleum engineers, p. 790-804.

MARKOV, C., RISTIC, M. (1974) "Caracters mineralo-géochimiques et genèse du gisement d'uranium de Zirovski Vrh". Formation of uranium ore deposits, IAEA, p. 331-341.

MASON, B., DONNAY, G., HARDIE, L.A. (1964) "Ferric tourmaline from Mexico" Science 144 71-73.

MAUREL, P. (1962) "Sur la présence d'albite dans le Permien supérieur des environs de St Affrique et de Lodève". C.R. Acad. Sc. Paris, 254, n°16, 3003-3005.

MAURY, P., RICOU, L.E. (1983) "Le décrochement subriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes". Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., 24, 1, 3-22.

MEVEL, C., KIENAST, J.r. (1980) "Chromian jadeite phengite, pumpellyte and lawsonite in a high pressure metamorphosed gabbro from the French Alps". Mineral. Mag., 43, 979-984.

MIYASHIRO, A. (1972) "Paired and umpaired metamorphic belts". Tectonophysics, 17, 255-272.

MIYASHIRO, A. (1974) "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins". Am. Jour. Sci. 274, 321-355.

MOULINIER, L. (1924) "Les gisements houillers des Alpes". Trav. Lab.Geol. Grenoble XIII, 189-258.

NASH, J.T., GRANGER, H.C., ADAMS, S.S. (1981) "Geology and concepts of genesis of important types of uranium deposits". Econ. Geol. 75th Anniversary volume p. 63-116.

NICHOLLS, I.A., LORENZ,V. (1973) "Origin and crystallization history of Permian tholeiites from the Saar-Nahe trough SW Germany". Contrib. Mineral. Petrol. 40, 326-344.

PALACHE, C., BERMAN, H., FRONDEL, C. (1951) "The system of mineralogy of James Dwight and and Edward Salisbury Dana, 7th edition", vol.II, 1124 p.

PARFENOFF, A., POMEROL, C., TOURENQ, J. (1970) "Les minéraux en grains méthodes d'étude et détermination". Masson, 578 p.

PAUL, J., (1982) "Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens". Geol. Rdsch., 71, 795-811.

PETRUK, W. (1964) "Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-Ray diffractometre". Am. Mineral., 49, 61-71.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., SIEVER, R. (1972) "Sand and Sandstone". Springer, 618 p.

PIANTONE, P. (1980) "Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines des carbonifères briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie". Thèse de spécialité Grenoble, 214 p.

PIRONON, J. (1981) "Les concentrations d'uranium dans les shales noires de St Hippolyte (Haut-Rhin). CREGU, Nancy, rapport 81-5, 106 p., et Mem. DEA, Univ. Nancy I.

PLATT, J.P., LISTER, G.S. (1978) "Déformation, métamorphisme et mécanismes d'écoulement dans le massif de la Vanoise, Alpes penniques françaises". C.R. Acad. Sc. Paris, 287, 895-898.

PLATT, J.P., VISSERS, R.L.M. (1980) "Extensional structures in anisotropic rocks". J. Struct. Geol. 2, 4, 397-410.

PUPIN, J.P., TURCO, G. (1972) "Une typologie originale du zircon accessoire". Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.,95, 348-359. .

PUPIN, J.P. (1972) "Le zircon accessoire en géothermométrie". C.R. Acad. Sc., 271, 2121-2124.

PUPIN, J.P., TURCO, G. (1974) "Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques". 2è Réunion annuelle des Sciences de la Terre , p. 321.

PUPIN, J.P. (1976) "Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications". Thèse Sc. nat., Nice, 394 p.

PUPIN, J.P. (1980) "Zircon and granite petrology". Contrib. Mineral. Petrol., 73, 207-220.

PUPIN, J.P. (1981) "Le zircon, mineral commun significatif des roches endogènes et exogènes". Bull. Minéral. 104, 724-731.

PUPIN, J.P. (1983) "Typologie des zircons des termes saturés intermédiaires et différenciés des séries alcalines du Mont Dore et de la chaîne des Puys (Massif Central Français". C.R. Acad. Sc. Paris, à paraître.

PUSSENOT, Ch. (1930) "La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés entre l'Arc et le Guil". Imprimerie Allier, Grenoble, 160 p.

RADOSLOVICH, E.W., NORRISH, K. (1962) "The cell dimensions and symmetry of layer lattice silicates I. Some structural considerations". Am. Mineral., 47, 599-616.

RAGOT, J.P. (1977) " Contribution à l'étude de l'évolution des substances carbonées dans les formations géologique". Thèse Sc. Nat. Toulouse (1977), 198 p., apparue en documents du BRGM,n°6, (1979) 150 p.

RAUMER, J. von (1981) "Variscan events in the Alpine region". Geol. Mijnbouw, 60, 67-80.

RAVAGNANI, D. (1981) "Novazza (Goglio valley) Uranium deposit". International symposium on the mineral deposits of the Alps 1981, Berchtesgaden, p. 117-122.

RAYNAUD, J.F., ROBERT, P. (1976) "Les méthodes d'étude optique de la matière organique". Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, 10, 1, p. 109-127.

REE, C. (1970) " Uranvorkommen im Saar-Nahe Gebiet". Abh.hess.L-Amt Bodenforsch., 56,

RICH, RR.A., HOLLAND, M.D., PETERSEN, U. (1977) "Hydrothermal uranium deposits". Developments in Economic Geology, n°6, Elsevier, 264 p.

RICHARD, A. (1981) "Le district aurifère de Challant (Vald'Aoste, Italie) : gitologie, géochimie et métallogénie de l'or". Thèse de spécialité, Grenoble, 110 p.

RICOU, L.E. (1980) "Décrochement sénestre hectokilométrique le long de la zone sub-briançonnaise (Alpes occidentales"). 8è Réunion annuelle des Sciences de la Terre, p. 304.

RODGERS, J. (1960) "Emploi pratique de la schistosité". Livre à la mémoire du Prof. Fallot, Soc. Géol. france, tome I, p. 83-96.

ROSSI, P.M. (1975) "Structural and stratigraphical pattern of the Lombardy Southern Alps". La ricerca scientifica, Roma, CNR, 90, 67-119.

SALIOT, P. (1973) "Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. C.R. Acad. Sc. Paris, 276, 3081-3084.

SALIOT, P. (1978) "Le métamorphisme dans les Alpes françaises". Thèse Sc. nat. Univ. Paris, XI (Orsay), 183 p.

SASSI, F.P., SCOLARI, A. (1974) "The bo-value of potassic white mica as a barometric indicator in low grade metamorphism of pelitic schists". Contrib. Mineral. Petrol., 45,, 143-152.

SCHADE, J. (1983) "Utilisation des isotopes du soufre dans la caractérisation des gypses des Alpes de Savoie (France)". C.R. Acad. Sc. Paris, 296, p. 769-772.

SCHREYER, W. (1982) "Fuchsite-Aluminium silicate rocks in Archaen Greenstone belts : are they metamorphosed alunite deposits ?" Geol. Rdsch., 71, 1, 347-360.

SILLITOE, R.H. (1971) "Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies related to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile". Econ. Geol., 66, 1028-1041.

SILLITOE, R.H., HALLS, C., GRANT, J.N. (1975) "Porphyry tin deposits in Bolivia". Econ. Geol. 70, 913-927.

SITTLER, C. (1955) "Méthodes et techniques physico-chimiques de préparation des sédiments en vue de leur analyse pollinique". Rev. Inst. franc. du Pétrole, X, 2, 103-114.

SO, C.S., SHELTON, K.L., RYE, D.M., (1983) "Geologic, Sulfur Isotopique and Fluid Inclusion Study of the Ssang Jeon Tungsten Mine, Republic of Korea" Econ. Geol. 78, 157-163.

STRECKEISEN, A. (1973) "Classification and nomenclature of igneous rocks". N. Jb. Miner. Mh., 4, 149-164.

TAYLOR, S.R. (1965) "The application of trace element data to problems in petrology". Physics and Chemistry of the Earth, 6, 133-213.

TEICHMULLER, P.R., (1981) "The signifiance of coalification studies to geology-a review". Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 5, 2, 491-534.

TERMIER, P. (1902) "Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. Bull. Soc. géol. France, 4, série tome 2,facs. 4, p. 411-433.

TRAORE, H. (1976) "Etude sédimentologique et géochimique du Dôme de Barrot (A.M.) France". Thèse de spécialité Dolomieu.

TRICART, P. (1980) "Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision". Thèse Sc. nat. Strasbourg, 407 p.

TRÜMPY, R., DÖSSEGGER, R. (1972) "Permian of Switzerland". in FALKE,H.ed., 1972 "Rotliegend. Essays on European lower Permian". Elsevier Intern. Sedim. Petrol. Series, n°15, p. 189-215.

VAN ANDEL, T. (1959) "Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses". J. Sed. Petrology, 29, 153-163.

VAN EYSINGA,FWB,(1975) "Geological Time Table 3rd edition". Elsevier.

VELDE, B. (1965) "Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrence". Am. Jour.Sci., 263, 886-913.

VELDE Bruce (1967) "Si^{+4} content of natural phengites". Contrib. Mineral. Petrol., 14 250-258.

VIALON, P. (1974) "Les déformations synschisteuses superposées en Dauphiné". Schweiz . mineral. petrogr. Mitt., 54, 2/3, 663-690.

VIALON, P., BOUDON, J., GAMOND, J.F., PLOTTO, P., ROBERT, J.P. (1976) " L'arc des Alpes occidentales : une zone de "transformation continentale" par glissement senestre ? Présentation d'un modèle des déformations". 4è Réunion annuelle des Sciences de la Terre, p. 391.

VIALON, P., RUHLAND, M., GROLIER, J. (1976) "Elements de tectonique analytique". Masson, 118 p.

WALENTA, K., DUNN, P.j. (1979) "Ferridravite, a new mineral of the tourmaline group from Bolivia". Am. Mineral., 64, 945-948.

WALKER, G.W., OSTERWALD, F.W., ADAMS, J.W. (1963) "Geology of uranium bearing veins in the conterminous united states". U.S. Geol. Survey, prof. Paper, 455, 146 p.

WAUGH, B. (1970) " Petrology, provenance and silica diagenesis of the Penrith sandstone (Lower Permian) of north west England". J. Sed. Petrology, 40, 1226-1240.

WELLS, R.C., BRANNOCK, W.W. (1945) "The composition of Roscoelite". U.S. Geol. Survey, Bull. 950, 121-127.

WINCHELL A.N. (1948 3rd ed.). Elements of optical mineralogy". Wiley, 459 p.

WINKLER, H.G.F. (1979) "Petrogenesis of metamorphic rocks", 5th. ed.". Berlin, Springer 220 p.

17 OCT. 1983.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE de SPECIALITÉ

Titre de l'ouvrage :

LE CYNCLINAL DE ST-MARTIN-DE-BELLEVILLE ET SON PERMIEN URANIFERE

(zone houillère briançonnaise, Alpes de Savoie)

Nom de l'auteur : Johannes SCHADE

Etablissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble I

RÉSUMÉ

Cette thèse, sujet d'une convention Minatome S.A. - Université de Grenoble, étudie la géologie du synclinal de St-Martin-de-Belleville et la minéralisation uranifère permienne.

Stratigraphie et sédimentologie -

Les grès micacés et schistes noirs du Houiller classique (Assise de Tarentaise) sont recouverts par un ensemble (Couches de Moriaz) où le volcanisme acide est associé à des schistes noirs et gris.

Dans le *Permien*, on semble passer d'un cône de déjection (*grès vert et gris*) au nord à une plaine d'inondation (*schistes rouges*) au sud où s'intercale un *calcaire « éopermien »*. Les galets de *tourmalinites* sont fréquents et paraissent spécifiques du magmatisme permien régional. La morphologie des zircons (méthode typologique de J-P. Pupin), appliquée à nos grès, souligne l'importance des matériaux volcaniques dans le sédiment permien. L'*albitisation* est générale dans le Houiller et le Permien, elle s'atténue dans le *Permotrias* à microcline et à ciment dolomitique et n'affecte que rarement les quartzites werféniens où l'orthose est le feldspath dominant. Ces quartzites sont surmontés par les *gypses* du Werfénien supérieur.

Le magmatisme permien régional semble comprendre à la fois des roches calco-alcalines, anatectiques et tholéiitiques.

La *minéralisation* uranifère est stratiforme aux échelles kilométrique et hectométrique. Elle est portée par le faciès gris des grès permiens dont les homologues verts et rouges sont toujours stériles. A l'intérieur du faciès gris, l'uranium est concentré dans des poches charbonneuses de répartition irrégulière.

L'uranium est accompagné de vanadium (*roscœlite*), d'arsenic, d'antimoine. L'association U-V, biophile, reflète l'importance de la migration et des conditions du piégeage et interdit une liaison étroite avec des phénomènes endogènes.

La déformation alpine superpose une phase synschisteuse N20 à un plissement transverse presque oblitéré. Elle provoque le fluage métrique de la matière organique minéralisée que l'on trouve actuellement très souvent en lentilles parallèles à la schistosité. Le métamorphisme, de la limite anchizone/épizone, est intermédiaire entre les types barrovien et de haute pression. Il n'a pratiquement pas eu d'effet sur la minéralisation.

MOTS-CLÉS

Uranium ; Matière Organique ; Vanadium ; Roscœlite ; Permien ; Trias Inférieur ; Houiller ; Zircon ; Tourmalinite ; Zone Briançonnaise ; Zone Houillère ; Savoie.