

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de Docteur de 3e cycle

de Géologie Appliquée par

Gérard Détraz

**ETUDE GEOLOGIQUE
DU BORD INTERNE DE LA ZONE HOUILLERE BRIANÇONNAISE
ENTRE LA VALLEE DE L'ARC ET LE MASSIF DE PECLET-POLSET
(ALPES DE SAVOIE)**

soutenu le 25 Avril 1984 devant la commission d'examen

MM. J. DEBELMAS	Président
S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT	Rapporteur
F. ELLENBERGER	Examineur
J. FABRE	Examineur
H. LOUBAT	Examineur
J.F. RAOULT	Examineur

THESE de DOCTORAT de SPECIALITE
GEOLOGIE APPLIQUEE

Titre de l'ouvrage :

ETUDE GEOLOGIQUE

**DU BORD INTERNE DE LA ZONE HOUILLERE BRIANÇONNAISE
ENTRE LA VALLEE DE L'ARC ET LE MASSIF DE PECLET-POLSET
(ALPES DE SAVOIE)**

Nom de l'auteur : Gérard DETRAZ

Etablissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RESUME

Cette étude est basée sur la cartographie au 1/10.000^e d'une partie du bord interne de la zone houillère briançonnaise à son contact (accident Modane-Chavière) avec la retombée occidentale de Vanoise méridionale (Briançonnaise interne).

1. On présente rapidement *la stratigraphie* de chacune des unités rencontrées :

- la couverture siliceuse permo-werfénienne de Vanoise méridionale ;
- la partie supérieure du Paléozoïque de la zone houillère ;
- la couverture mésozoïque briançonnaise des écaïlles jalonnant l'accident Modane-Chavière.

2. Les « *Gneiss du Sapey* », intercalés au sein des formations permienes du bord interne de la zone houillère, sont subdivisés en deux ensembles :

- les gneiss œillés dérivent d'un matériel magmatique acide conservé en de rares reliques des granitoïdes ;
- l'ensemble leptynitique dérive d'un matériel détritique dont certains niveaux ont subi, avant la rétro-morphose alpine (faciès Schistes Verts), un métamorphisme de faciès amphibolite (paragenèse à disthène-staurotide-grenat).

Le contact des « *Gneiss du Sapey* » sur les conglomérats stéphano-permiens est tectonique, et date d'un épisode antérieur au dépôt des sédiments néo-permiens.

On propose que les « *Gneiss du Sapey* » sont un ensemble d'écaïlles, à matériel au moins « *pro-parte* » du socle, mises en place tangentiellement, à partir du bord oriental du bassin houiller briançonnais, lors de la phase saalienne.

3. *Structure alpine*

On distingue cinq événements tectoniques :

- D0 : charriage de la couverture briançonnaise sur la zone houillère ;
- D1 : grands plis couchés synschisteux E-W déversés au Nord ;
- D2 : plis synschisteux subméridiens à vergence est, accompagnés de chevauchements, en particulier celui de l'accident Modane-Chavière ;
- D3 : plis NE-SW droits ou déversés au SE, accompagnés du rejeu sénestre de l'accident Modane-Chavière ;
- D4 : failles décrochantes, puis normales, découpant l'édifice polyplissé.

MOTS-CLES

Alpes occidentales ; Zone briançonnaise ; Vanoise ; Plissements superposés ; Cisaillements ; Tectonique Hercynienne ; Nappes ; Gneiss ; Permien ; Carbonifère.

Arrivé au terme de ce travail, mené au sein du laboratoire de Géologie structurale et Sédimentaire de l'Institut Dolomieu, j'ai plaisir à remercier tous ceux qui ont participé à sa réalisation :

j'ai bénéficié de l'aide financière de la D.G.R.S.T.;
J. Debelmas m'a accueilli dans son laboratoire et m'a confié ce travail passionnant;

je suis honoré de la présence, dans mon jury, de MM. F. Ellenberger, J.-F. Raoult et S. Amaudric du Chaffaut;
J. Fabre m'a fait bénéficier de sa connaissance des "Gneiss du Sapry" et de son accueil chaleureux dans son chalet du "formier";

H. Loubat m'a prodigué son temps, son expérience de pétrographe et son amitié, tant sur le terrain qu'au laboratoire;

je remercie mes compagnons de terrain, E. Jaillard et J. Schalte pour leur aide et leurs critiques;

je suis reconnaissant à la Direction du Parc National de la Vanoise de m'avoir facilité la tâche et, ce, dans un des plus beaux massifs des Alpes qu'elle s'applique à protéger;

je remercie les membres du personnel du chantier du Bivaret de m'avoir reçu sur le lieu de leur travail;
Mrs Revol a eu la patience de dactylographier mon manuscrit.

Enfin, je suis tout particulièrement reconnaissant à ma famille et à mes amis de m'avoir aidé dans les moments difficiles.

OBJECTIFS DU MEMOIRE

Le travail présenté ici a été entrepris dans le cadre de la cartographie détaillée d'une partie de la feuille Modane située entre la Vallée de l'Arc et l'extrémité Nord du Massif de Péclet-Polset. Il a été effectué en même temps que celui de JAILLARD Etienne dont le terrain d'étude s'étend immédiatement plus au Nord, jusqu'à la limite septentrionale de la feuille (E. JAILLARD, 1984).

Le but initial, cartographique, de ce travail a inévitablement conditionné la forme de ce mémoire: si la démarche du cartographe a l'avantage de fournir une vue d'ensemble de la géologie d'un secteur donné, elle ne permet pas toujours de consacrer toute l'attention nécessaire aux problèmes soulevés par des observations nombreuses et parfois très variées. Celles-ci ont éveillé mon intérêt à des degrés divers: je n'ai pas insisté sur la stratigraphie (pour celle du Mésozoïque, je renvoie au travail de E. JAILLARD), plus attiré par la tectonique et, un peu tardivement, par le problème des "Gneiss du Sapey" qui débordent largement du cadre de mon travail.

De part cette diversité des problèmes abordés, ce mémoire qui paraîtra ainsi un peu hétérogène, ne peut prétendre apporter les résultats définitifs. Je souhaite seulement que des études ultérieures plus précises, en particulier des "Gneiss du Sapey", pourront tirer profit de mes observations et hypothèses.

SOMMAIRE

CHAPITRE PREMIER - INTRODUCTION	3
I.1- Présentation géographique	5
I.2- Présentation géologique - Travaux antérieurs	5
DEUXIEME CHAPITRE - STRATIGRAPHIE	12
II.1- Couverture permo-triasique de Vanoise méridionale.....	13
II.2- Les écailles mésozoïques de l'accident Modane-Chavière.....	17
II.3- Le Stéphano-Permien et le Néo-Permien du bord interne de la zone houillère.....	34
TROISIEME CHAPITRE - LES GNEISS DU SAPEY	51
III.1- Introduction	53
III.2- Les gneiss au sens strict (Gneiss ocellés leucocrates).....	55
III.3- Les leptynites	70
III.4- Conclusions générales - Hypothèses proposées	83
QUATRIEME CHAPITRE - EVOLUTION STRUCTURALE ALPINE	95
IV.1- Introduction	96
IV.2- Mise en évidence d'un premier épisode tectonique D0	96
IV.3- Les phases plicatives synschisteuses D1,D2,D3	99
IV.4- Les déformations tardives D4	147
IV.5- Conclusions	148
CINQUIEME CHAPITRE - CONCLUSIONS GENERALES	159

CHAPITRE PREMIER - INTRODUCTION

- I.1- Présentation géographique
- I.1- Présentation géologique
 - Stratigraphie
 - Structure
 - Métamorphisme

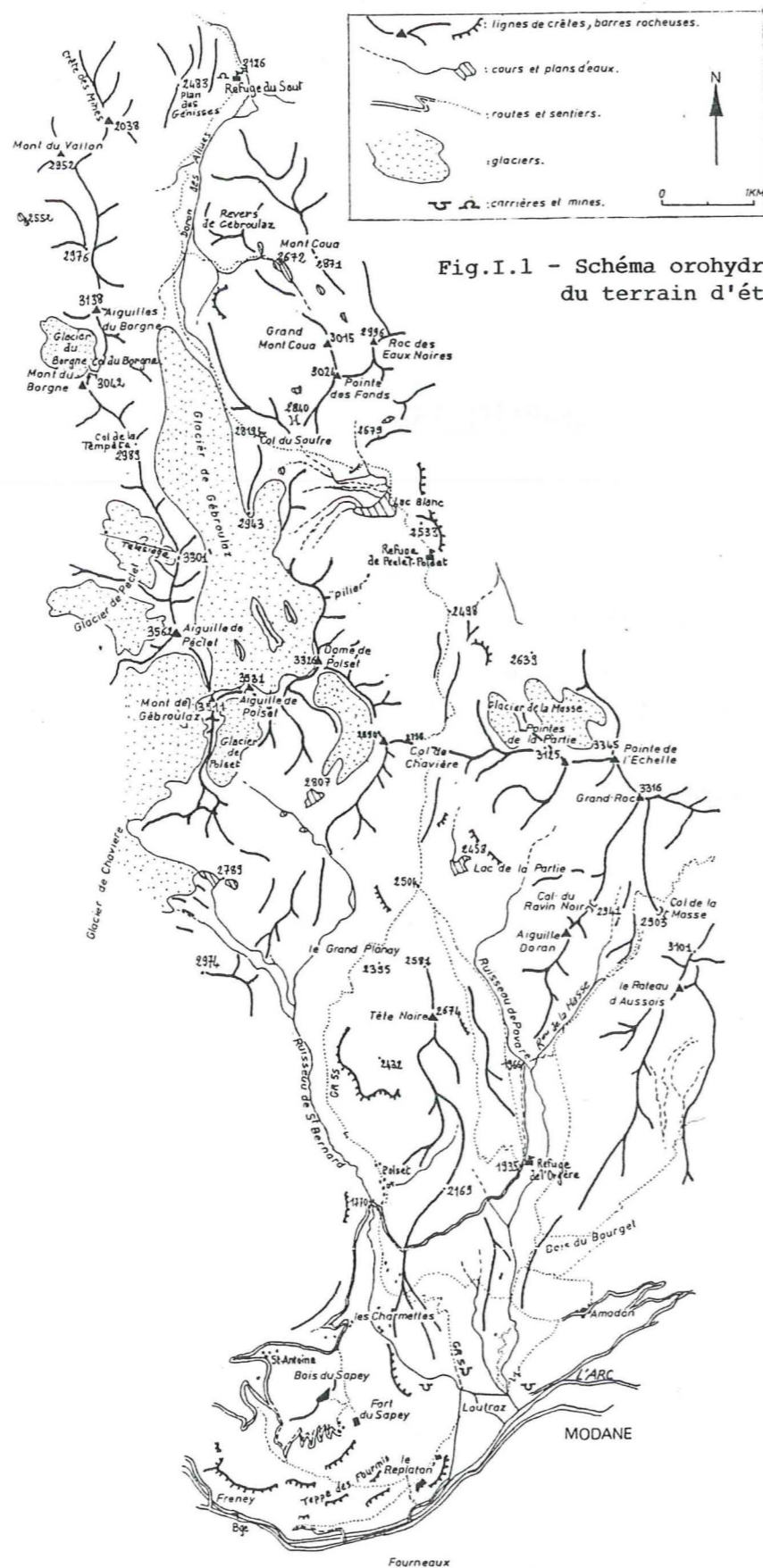


Fig. I.1 - Schéma orohydrographique du terrain d'étude

PREMIER CHAPITRE

INTRODUCTION

Ce mémoire est basé sur un travail de cartographie géologique au 1/10.000e, dans le cadre du levé de la feuille Modane au 1/50.000e.

Le terrain étudié se situe dans la partie méridionale du massif de la Vanoise des Alpes de Savoie. Il s'étend sur 17 km de long (entre Modane au Sud et la haute-vallée de Méribel au Nord), et sur 2 à 5 km de large. Plus des 2/3 de sa surface font partie du Parc National de la Vanoise.

I.1- PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE (voir fig. I.1)

Son altitude est comprise entre 1 000 m (Modane) à 3 560 m (Aiguille de Péclet). L'adret de la vallée de l'Arc est couvert de conifères jusqu'à 2 000 m d'altitude. Les plus hauts reliefs, surtout ceux exposés au Nord, sont occupés par des glaciers.

L'érosion différentielle de faciès lithologiques variés conduit à une topographie contrastée:

- l'élément principal en est la dépression centrale méridienne, correspondant à la "cicatrice de Modane-Chavière", dans laquelle s'insère le massif carbonaté de Tête Noire (Montagne 2666 in F. ELLENBERGER, 1958);

- cette dépression sépare le massif de Péclet-Polset à l'Ouest de l'ensemble "Pointe de l'Echelle - Aiguille Doran", dans lesquels des arêtes élevées, à matériel conglomératique ou gneissique, sont séparées les unes des autres par des dépressions à matériel schisteux ou gypseux.

I.2- PRÉSENTATION GÉOLOGIQUE - TRAVAUX ANTÉRIEURS

La surface cartographiée se situe au contact de la zone houillère briançonnaise, à l'Ouest, et de la zone Vanoise-Ambin (Briançonnais interne) à l'Est, séparées l'une de l'autre par les écaillles mésozoïques de l'accident Modane - Chavière (voir fig. I.2 et I.3).

STRATIGRAPHIE

C'est à F. ELLENBERGER (1958A) et à J. FABRE (1961) pour la zone houillère briançonnaise que l'on doit le décryptage des différentes séries stratigraphiques:

Pour la zone houillère, on a de bas en haut (fig. I.4):

- une série anté-houillère de type Ruitor (micaschistes et gneiss-leucocrates);

- une puissante série détritique incluant le "Houiller" (Namurien? Stéphano-Permien) et le Stéphano-Permien;

- les "gneiss du Sapey" apparaissent au front interne de la zone houillère (voir discussion sur ces roches en III.1);

- et enfin le Néopermien puis le Permo-Trias transgressifs sur les termes précédents.

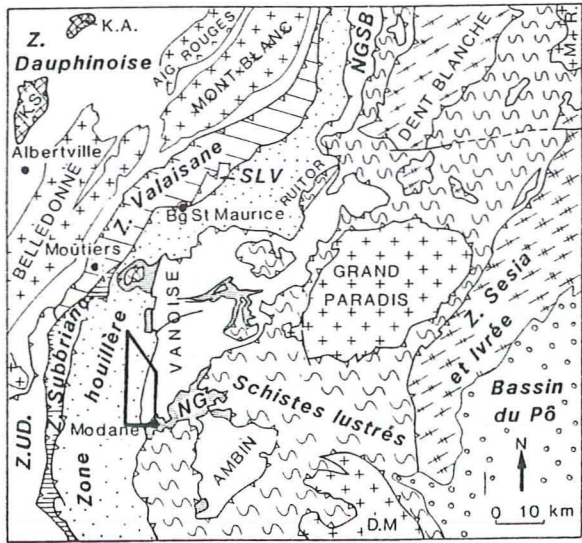


FIG. I.2 - Situation de la Vanoise dans les Alpes du Nord.

DM : Dora Maira - KA : klippe des Annes - KS : klippe de Sulens - MR : Mont Rose - NG : nappe des gypses - NGSB : nappe du Grand-Saint-Bernard - SLV : « Schistes lustrés » du Versoyen - Z.U.D. : zone ultra-dauphinoise - Zone encadrée : voir carte fig. I.3
D'après le schéma structural de la feuille Anncy à 1/250 000.

Légende de la fig. I.3 :
carte schématique du terrain étudié

- 1: Vanoise méridionale:
R= Grès, schistes et Conglomérats permien
Tq, RT= Quartzites werféniens et Schistes permotriasiques
- 2: Ecailles mésozoïques:
Tr= carbonates du Trias
post-Tr= série carbonatée Dogger-Eocène
- 3: Zone houillère
H=Schistes, grès et conglomérats gris du Houiller
RH= Assise de Courchevel: conglomérats versicolores stéphano-permiens
Zs= "Gneiss du Sapey"
Tq, RT= Quartzites werféniens et schistes permotriasiques.
Les contacts majeurs sont jalonnés de cargneules (TK) accompagnés de Gypses (Gy).

AD: Aiguille Doran

AP: Aiguille de Pécelet

CC: Col de Chavière

MO: Modane

MV: Mont du Vallon

PF: Pointe des Fonds

TN: Tête-Noire

S: Fort du Sapey

fig. I.3

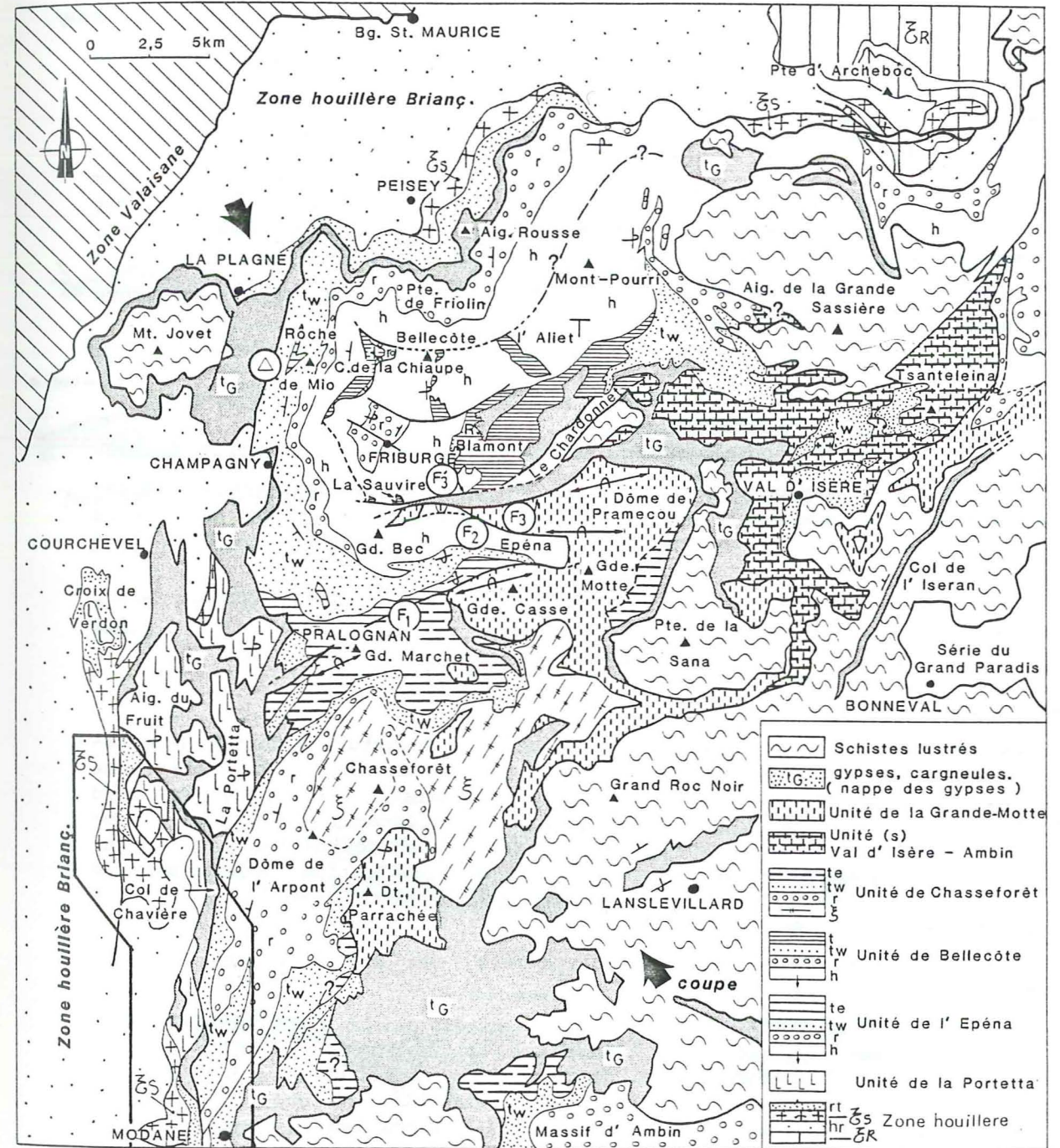
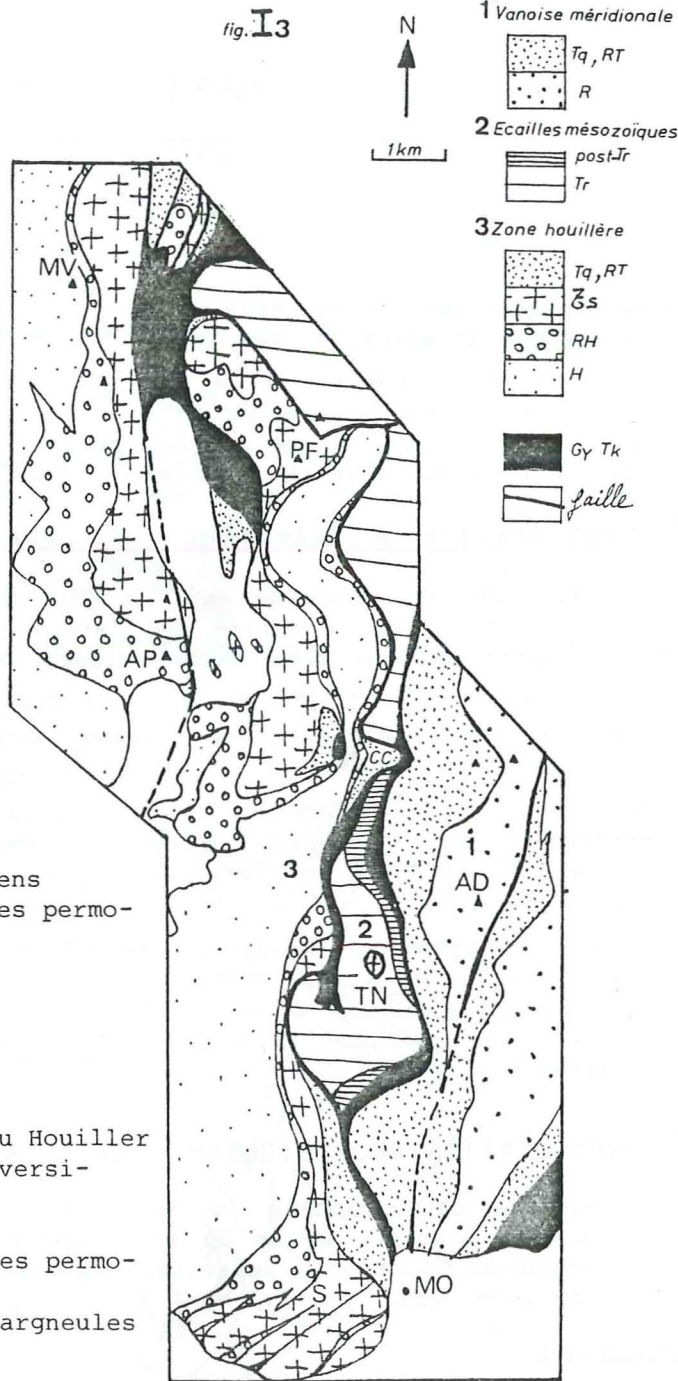


Fig. I.4 : Carte schématique de la Vanoise, in J.F. RAOULT 1980B: d'après les contours de la feuille ANNECY 1/250 000e (J. DEBELMAS, 1980) simplifiée en particulier à l'Est, et modifiée pour le secteur Bellecôte-Grand Bec.
Nous y avons rajouté, d'après la même feuille ANNECY 1/250 000e les gneiss du Sapey (Zs) et la série du Ruitor (Zr) (voir texte)

Dans la partie savoyarde de la zone Vanoise-Ambin (fig. I.4) on distingue classiquement les unités suivantes (F. ELLENBERGER, 1958 et J.F. RAOULT, 1980B):

- à l'Est, l'unité de la Grande-Motte, caractérisée par une série liasique épaisse, et l'unité de Val-d'Isère - Ambin, toutes deux à Lias prépiémontais, apparaissant au front de la nappe des Schistes Lustrés et de sa semelle évaporitique ("Nappe des gypses", d'origine problématique);
- en Vanoise septentrionale, J.F. RAOULT distingue deux unités (Bellecôte et Epena), avec de bas en haut:
 - . un carbonifère présumé (F. ELLENBERGER, 1958A- J.F. RAOULT, 1980B) ou anténamurien (J. BOCQUET, 1974B);
 - . le Permien et le Permo-Trias;
 - . le Werfénien (quartzites);
 - . le Trias carbonaté et une série carbonatée Trias moyen - Eocène.
- en Vanoise méridionale, le noyau de l'unité de Chasseforêt (micaschistes de l'Arpont) est considéré actuellement comme une série polymétamorphique anté-namurienne (J. BOCQUET, 1974B - B. GOFFE, 1975 J.F. RAOULT, 1980B).

Enfin, notons qu'à l'Ouest de Pralognan, la série carbonatée Trias moyen - Eocène de la Portetta, est considérée par J.F. RAOULT 1980B, comme la couverture parautochtone de la zone houillère.

STRUCTURE

La zone houillère briançonnaise présente une structure à double déversement constituant "l'éventail briançonnais" (J. FABRE, 1961). Elle chevauche à l'Ouest les zones valaisane et sub-briançonnaise, tandis que son bord interne est déversé à l'Est sur la zone Vanoise-Ambin, en particulier au Sud (voir fig. I.5). Au Nord, par contre, les unités de Vanoise septentrionale sont déversées sur la zone houillère, ce contact étant déformé par l'accident "Modane - Champagny" dont la "cicatrice Modane - Chavière" représente le segment méridional (fig. I.6).

Ces structures, manifestement polyphasées, ont été diversement interprétées:

1/ Pour F. ELLENBERGER (1958), les unités de la zone Vanoise-Ambin ont été précocement plissées et charriées au Nord et à l'Ouest sur la zone houillère (F. ELLENBERGER et P. SALIOT, 1967). Après un épisode d'érosion la couverture mésozoïque a été décollée, démantelée et charriée sur les séries paléozoïques (déjà plissées et érodées), probablement sous l'avancée des Schistes Lustrés. L'édifice a été ensuite repris par des déformations transversales, au moins en Vanoise septentrionale (plis de Pramecou, Grande-Motte, etc.).

Enfin, sous le reflux des Schistes Lustrés, vers l'intérieur de la chaîne, est intervenue une déformation à vergence interne ("rétrocharriage") manifestée par des plis subméridiens déversés à l'Est, accompagnés "d'écaillages à rebours". La cicatrice Modane - Chavière (re)joue alors comme "zone d'involution" (voir fig. I.6).

2/ Considérant que les séries mésozoïques des différentes unités sont stratigraphiquement adhérentes à leur substratum, J.F. RAOULT (1980A) est amené à proposer une nouvelle interprétation: les "socles" et couvertures de Vanoise ont été affectés, ensemble, de plis penniques, déversés vers

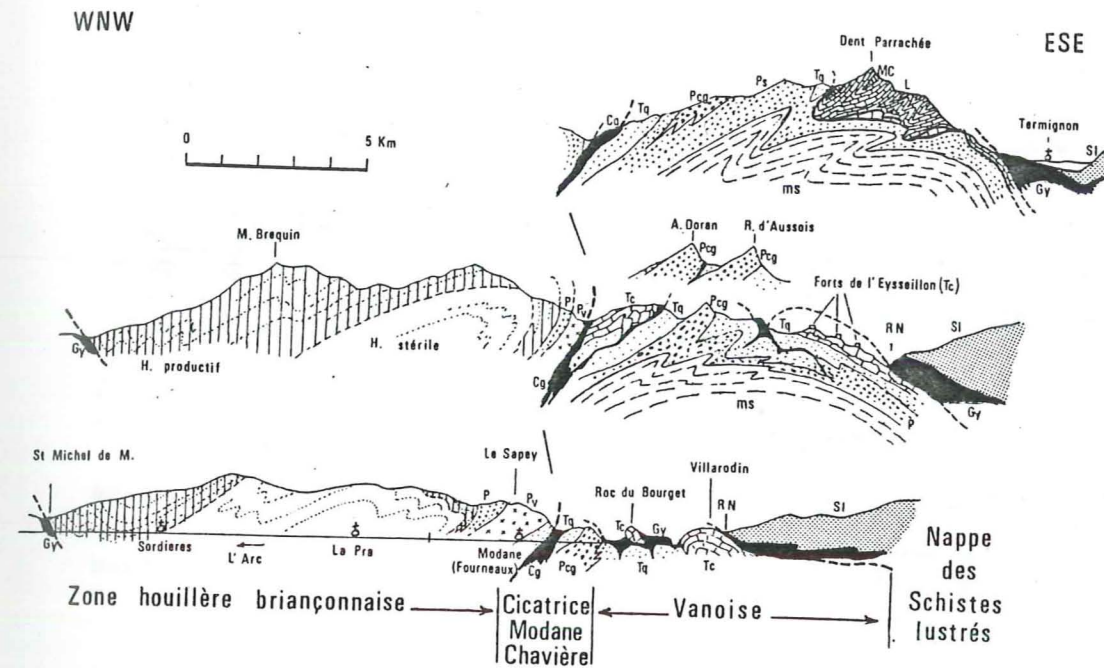


Fig. I.5: La zone briançonnaise en Haute-Maurienne (d'après F. ELLENBERGER).

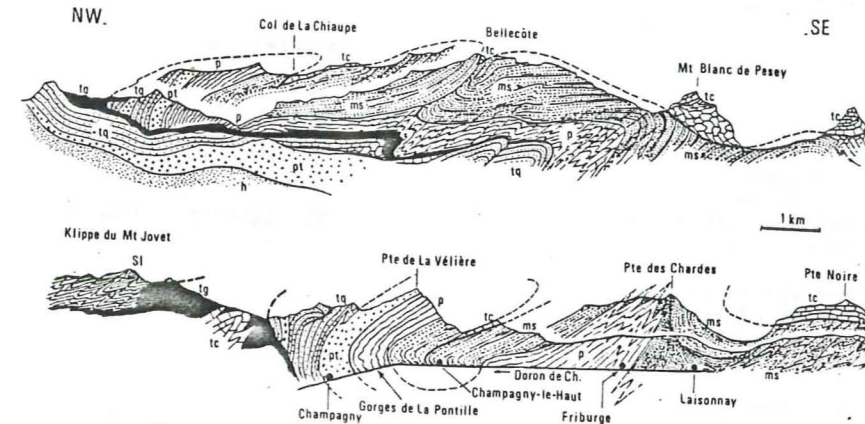


Fig. I.6: Coupes dans la vallée de Champagny et le massif de Bellecôte (Vanoise N) (d'après F. ELLENBERGER).

Les deux figures sont tirées de "Alpes de Savoie" (Guides Géologiques régionaux) de J. DEBELMAS (1982)

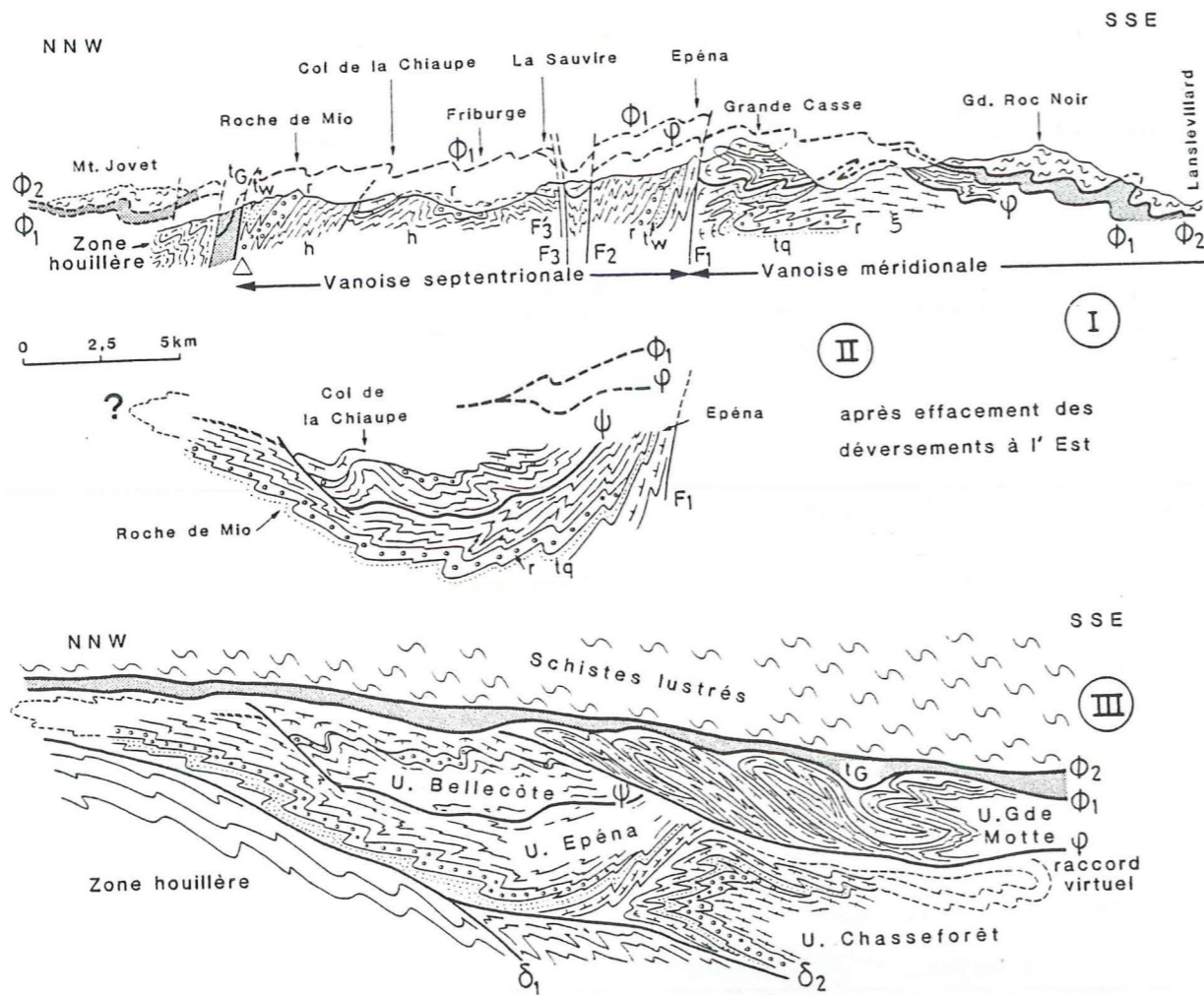


FIG. 17 - Coupes dans la Vanoise.

I. - Coupe synthétique et simplifiée. On admet ici, sur la base de diverses présomptions, que les séries carbonatées sont liées aux substratums (t, r, h, ξ ; voir fig. 14). La klippe de schistes lustrés du Mont Jovet est figurée en tiretés, car elle est en réalité au SW de la coupe.

II. - Structure théorique de la Vanoise septentrionale, une fois annulés approximativement les déversements à l'Est et certains contacts subverticaux. ψ : contact anormal séparant les deux séries l'une normale et l'autre inverse, celles-ci pouvant correspondre aux flancs d'un vaste pli couché plus ou moins rompu.

III. - Schéma théorique des superpositions résultant de la première phase à vergence NNW et liaisons possibles entre les unités de Bellecôte, de l'Epéna, et de Chasseforêt. Les gypses et les cargneules présents dans divers contacts ne sont pas figurés ici, sauf sous les schistes lustrés. Le contact Δ de la coupe I n'est pas figuré, car il est à peu près parallèle au plan de cette coupe III.

Pour ces coupes: Φ_2 : contact de base des schistes lustrés. Φ_1 : contact de base de la nappe des gypses. φ : contact de base de l'Unité de la Grande-Motte la séparant de l'Unité de Chasseforêt au Sud, de celles de Bellecôte et de l'Epéna au Nord. δ_2 : contact entre les unités de la Vanoise et d'hypothétiques parties internes de la zone houillère, non visibles ici à l'affleurement. δ_1 : contact entre les unités de la Vanoise septentrionale et la zone houillère qui affleure plus au Nord.

in J.F. RAOULT - 1980 B

le Nord ou le Nord-Ouest, sous la surcharge et l'avancée des Schistes Lustrés. Ces plis chevauchent la zone houillère vers le Nord et coulissent contre celle-ci à l'Ouest contre celle-ci à l'Ouest, selon un décrochement sénestre que l'on retrouve dans l'accident "Modane-Champagny".

Une seconde phase tectonique se traduit par des plis déversés à l'Est; le décrochement rejoue alors en écaillage à vergence interne (voir fig. I.7).

Outre les travaux de F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, qui publient ensemble une étude structurale d'un affleurement de marbres chloriteux situé tout près de Pralognan (1979), la stratigraphie et la structure de la Vanoise ont fait l'objet d'études plus locales:

- Vanoise septentrionale: vallée du Ponturin (GUILLOT, 1982) et massif Bochor-Epéna (BROUDOUX, 1982);

- Vanoise méridionale: J. PLATT et G. LISTER (1978); retombées Nord et Ouest (B. GOFFE, 1975); Roc de La Valette (H. ACCARIE, 1983) et Col de la Vanoise (P. LANGLET, 1983);

- Vanoise occidentale: massif de la Portetta (B. DATCHARRY, 1983); le travail de E. JAILLARD (1984), entrepris en même temps que le mien et dans le même objectif cartographique, porte sur l'étude du Mésozoïque.

METAMORPHISME

Les trois socles de la Vanoise présentent des faciès métamorphiques différents. Les deux socles de la zone Vanoise-Ambin s'opposent à celui de la zone houillère par un métamorphisme plus élevé. La partie interne de la zone houillère montre une association à lawsonite-chlorite-albite, à laquelle on rattache une amphibole bleue et à laquelle se superpose localement une association à phrenite-pumpellyite (P. SALIOT, 1978).

La zone Vanoise-Ambin apparaît toutefois hétérogène, puisque antérieurement au métamorphisme "Schistes verts" ou "Schistes Verts à glaucophane", seule la Vanoise méridionale a subi un métamorphisme de haute pression - basse température caractérisé par des associations à jadéite-glaucophane-lawsonite (fig. 19, p. 48 in J. DEBELMAS et Cl. KERCKHOVE, 1980).

La couverture Briançonnaise a été aussi affectée par un métamorphisme HP-BT, caractérisé ici par le faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde (B. GOFFE, 1982). Puisque les termes les plus récents de cette série Briançonnaise sont d'âge Eocène moyen, le métamorphisme HP-BT qui l'affecte ne peut pas dater du Crétacé supérieur, qui est en revanche l'âge des minéraux de haute pression dans les parties internes des Alpes occidentales (J. BOCQUET et al., 1974). Par contre, le métamorphisme HP-BT qui a affecté le socle de Vanoise méridionale n'est pas daté, ce qui donne lieu à deux hypothèses (J. BOCQUET 1974A, J. DESMONS, 1977):

1°/ il est éoalpin (Crétacé supérieur), et alors la couverture Briançonnaise et allochtone;

2°/ il est méso-alpin et a affecté ensemble ce socle et sa couverture. Cette hypothèse est adoptée par B. GOFFE (1982).

DEUXIEME CHAPITRE - STRATIGRAPHIE

- II.1- Couverture permo-triasique de Vanoise méridionale
- II.1.1- Coupe de la pointe de l'échelle
 - II.1.2- Variations latérales
 - II.1.3- Trias carbonaté
- II.2- Les écailles mésozoïques de l'accident Modane-Chavière
- II.2.1- Le Trias carbonaté
 - II.2.1.1- Ecaille du Nord du Col de Chavière
 - II.2.1.2- Ecaille de Tête-Noire
 - II.2.2- Le problème des gypses et des cargneules
 - II.2.2.1- Variations lithologiques
 - II.2.2.2- Les roches au contact des cargneules
 - II.2.2.3- Origine des gypses
 - II.2.3- Terrains post-triasiques
 - II.2.3.1- Coupe de Tête-Noire
 - II.2.3.2- Col de Chavière
 - II.2.3.3- Nord du Col de Chavière
 - II.2.4- Conclusions
- II.3- Le Stéphanien-Permien et le Néo-Permien du bord interne de la zone houillère
- II.3.1- Les différentes coupes
 - II.3.1.1- Coupe du Sapey
 - II.3.1.2- Les coupes du vallon de Polset
 - II.3.1.3- Charnière du synclinal de Gébroulaz
 - II.3.1.4- Coupe de l'Aiguille de Pécllet
 - II.3.1.5- Coupe du Mont du Vallon
 - II.3.1.6- Coupe du Plan des Génisses
 - II.3.1.7- Coupe du Col de Chavière
 - II.3.1.8- Coupe du Col du Soufre
 - II.3.1.9- Coupe du Roc des Eaux-Noires
 - II.3.1.10- Le Revers de Gébroulaz
 - II.3.2- Conclusions
 - II.3.2.1- Transgression de l'Assise de Courchevel
 - II.3.2.2- Les roches vertes basiques
 - II.3.2.3- Transgression néo-permienne

DEUXIEME CHAPITRE STRATIGRAPHIE

--

Les trois unités rencontrées sur le terrain sont:

- 1 - La couverture siliceuse permo-werfénienne, avec rares lambeaux carbonatés, du versant occidental de la Vanoise méridionale;
- 2 - Les écailles mésozoïques coincées dans l'accident Modane - Chavière;
- 3 - la partie sommitale du Paléozoïque de la bordure interne de la zone houillère briançonnaise.

II.1 - COUVERTURE PERMO-TRIASIQUE DE VANOISE MÉRIDIONALE

Elle est surtout représentée par une couverture siliceuse permo-werfénienne, accompagnée de rares témoins d'une série carbonatée attribuable au Trias moyen.

Les observations se limitent au chaînon Pointe de l'Echelle - Aiguille Doran et la terminaison sud du chaînon Rateau d'Aussois - Loutra.

Les attributions chronologiques sont basées sur des similitudes de faciès avec ceux, parfois datés, de la zone houillère (F. ELLENBERGER, 1958, p. 148).

II.1.1- COUPE DE LA POINTE DE L'ECHELLE

L'arête EW joignant la pointe de la Partie à la pointe de l'Echelle présente une coupe naturelle de la couverture. D'W en E (des terrains les plus récents au plus anciens), on trouve (voir fig. II.1):

1/ **Quartzites du Trias inférieur (Werfénien)**: ils ont une puissance d'environ 250 m; à leur sommet, on observe quelques bancs de quartzites versicolores, verts, rouges et bruns. Le reste de la formation est constitué de quartzites blancs en bancs massifs où les structures sédimentaires (stratifications obliques, "ripples-marks") ne sont pas rares.

2/ **Schistes du Permo-Trias**: à leur base, les quartzites blancs passent progressivement à des quartzites vert-clair, toujours en bancs massifs, puis à des quartzites grossiers à galets de quartz rose. Au-dessous, le Permo-Trias est représenté par environ 100 m de séricito-schistes clairs, onctueux, à nodules ou niveaux carbonatés brun-rouille (ankéritiques ?), alternant avec des niveaux plus phylliteux, nacrés vert pâle ou bleuté, ou encore avec des niveaux plus grossiers de quartzites phylliteux clairs.

3/ **Les termes les plus récents attribuables au Permien** sont constitués ici par un niveau de schistes sombres, phylliteux bleu violacé à niveaux ankéritiques. Il atteint ici 40 m de puissance.

4/ **La pointe de l'Echelle** est formée de roches permienues massives; les faciès sont d'abord encore schisteux, mais se chargent en passées micro-conglomératiques (galets de quartz blanc).

Viennent ensuite des quartzites verts, massifs, alternant avec des conglomérats polygéniques: galets de quartz blanc, de roches carbonatées, de micaschistes gris.

En raison de replis subsoclineaux, l'épaisseur des terrains permien est difficile à évaluer (plusieurs centaines de mètres ?).

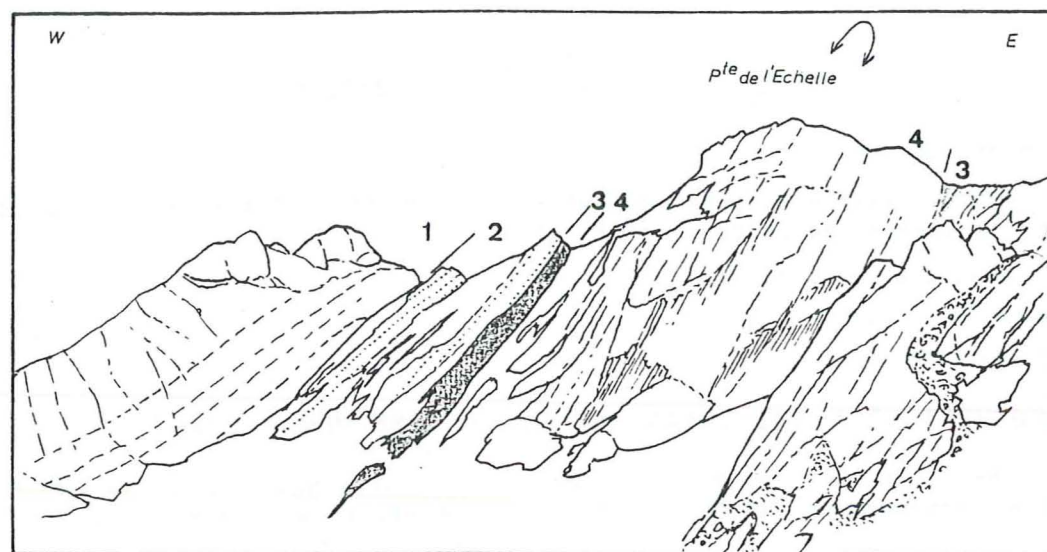


Fig. II.1: Coupe de la Pointe de l'Echelle: couverture siliceuse de Vanoise méridionale; les numéros renvoient au texte. Le niveau 4 forme le cœur de l'anticlinal de l'Aiguille Doran

II.1.2- VARIATIONS LATÉRALES (voir fig. II.2)

Si les quartzites werféniens et les schistes permo-triasiques présentent des faciès et des épaisseurs relativement constants, par contre l'épaisseur des différents faciès permien varie rapidement d'un point à l'autre. Il est possible que ces variations soient parfois dûes à la tectonique.

Cependant, en direction du Sud, à partir de la coupe décrite, les conglomérats polygéniques prennent une grande importance à partir même de l'arête sud du Grand-Roc. C'est à l'Aiguille Doran qu'ils sont les plus développés. Celle-ci est presque en totalité constituée de ces conglomérats, à galets parfois décimétriques, à matrice quartzo-chloriteuse verte. En contrebas, SE du Ravin Noir, ils envahissent la partie sommitale de la formation permienne, remplaçant latéralement les schistes sombres (niveau 3 sur la coupe).

Au pied occidental de l'Aiguille Doran (Rive Est du Ruisseau du Povaret), les 100 premiers mètres du "Permien" sont encore formés de quartzites schisteux à petits galets de quartz et de schistes gréseux grisâtres. A l'extrémité sud de l'Aiguille Doran, les conglomérats grossiers diminuent cette fois-ci d'épaisseur: ils passent latéralement à des faciès plus fins: microconglomérats, grès schisteux, quartzites grossiers gris-vert.

On retrouve les conglomérats polygéniques plus à l'Est, dans le chaînon du Rateau d'Aussois. Nous les avons observés au promontoire d'Amodon qui domine le Bois du Bourget. Ils y sont peu grossiers, alternant avec des grès fins verdâtres. Enfin, plus au Sud, à la carrière de Loutra, en rive droite de l'Arc, on retrouve ces beaux conglomérats polygéniques à matrice verte, niveaux ankéritiques ou schisteux. Sur 60 m environ, la partie sommitale du Permien est plus finement détritique: schistes gréseux gris passant vers le haut aux schistes blancs du Permo Trias.

Le schéma ci-dessous (fig. II.2) illustre ces variations latérales.

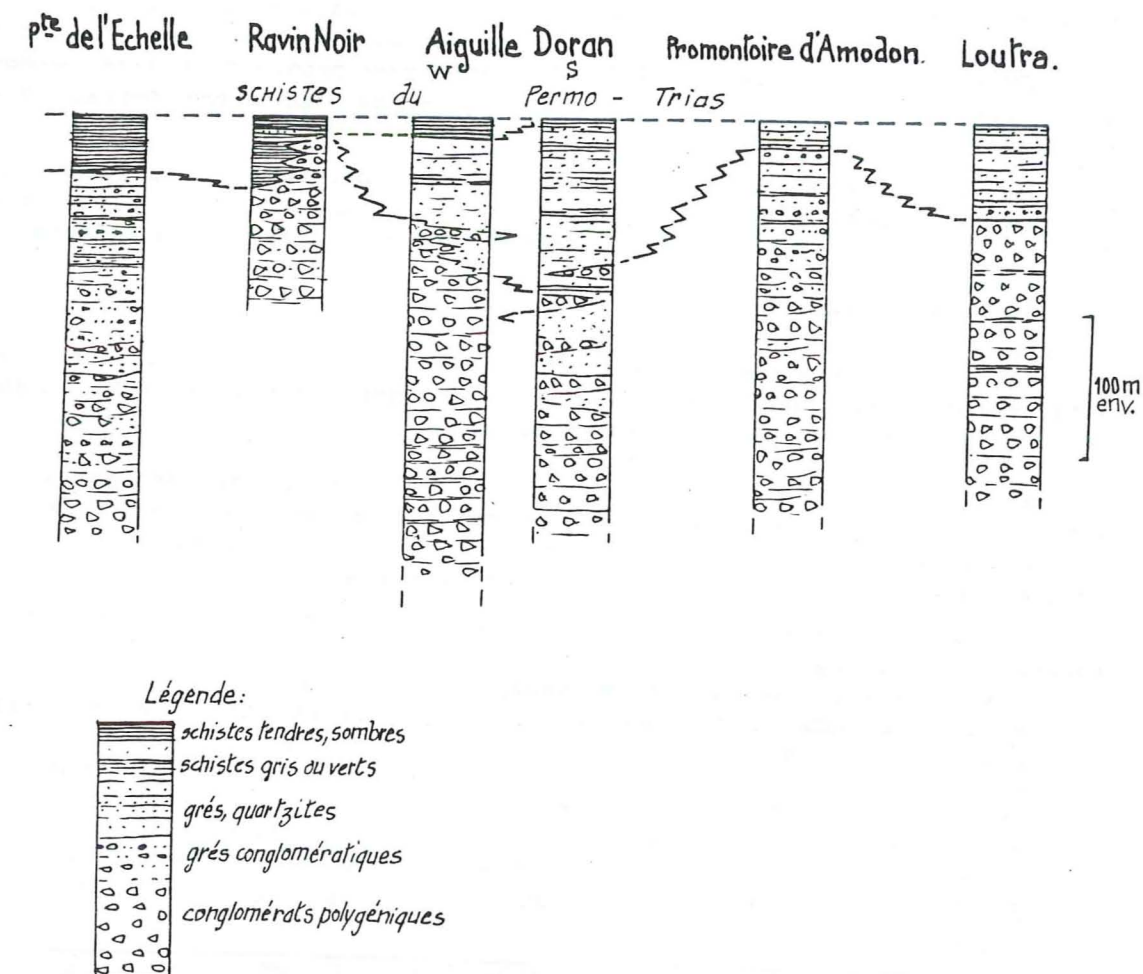


Fig. II.2- Variations latérales, sur le terrain étudié, de la lithologie des terrains permien (Vanoise méridionale).

Il faut noter que les schistes sommitaux disparaissent totalement vers l'Est: ils sont absents au Col de la Masse (immédiatement à l'Est de la Pointe de l'Echelle), c'est à dire à l'Est de "l'accident de la Masse" limitant le rebord oriental du chaînon de l'Aiguille Doran (fig.I.3). En outre, les conglomérats polygéniques, grossiers du Permien, formant l'ossature de l'Aiguille Doran et du Rateau d'Aussois sont absents à l'Est d'un faisceau d'accidents bordant le versant oriental de ce dernier chaînon (G. MENARD, communication orale): les schistes permo-triasiques surmontent alors directement les "Schistes Bleus", absents sur notre terrain d'étude (F. ELLENBERGER, 1958, p. 133).

Ces coïncidences entre limites de faciès permien et accidents alpins indiquent que ces derniers se sont calqués sur des limites paléogéographiques paléozoïques (peut-être elles-mêmes héritées d'anciens accidents ?).

II.1.3- TRIAS CARBONATE

Dans la partie méridionale du terrain étudié se localisent quelques affleurements de calcaires anisiens, toujours associés aux quartzites werféniens, dont on signale les principaux:

a/ Dans le flanc NW de l'anticlinal de Loutra, des marbres sériciteux sont pincés dans les quartzites. Le contact y est très tectonisé (décrit par F. ELLENBERGER, 1958A - fig.68, p. 374); des lambeaux lenticulaires de quartzite broyé sont entraînés dans les marbres.

b/ La carrière de Loutra-aval montre la coupe suivante, en série renversée (voir fig. II.3):

- à la base, calcaires marmoréens clairs (Trias);
- vers le sommet, ces calcaires sont broyés et passent à une cargneule rousse à blocs de calcaires;
- quartzites blancs broyés; ce niveau tectonisé (cargneules et quartzites représente ici l'accident Modane-Chavière);
- quartzites phylliteux et schistes gris-violacé du permo-trias de la zone houillère, se raccordant à la coupe du St Bernard (conglomérat du St Bernard, transgressif sur les gneiss ocellés du Sapey (voir figure II.15)).

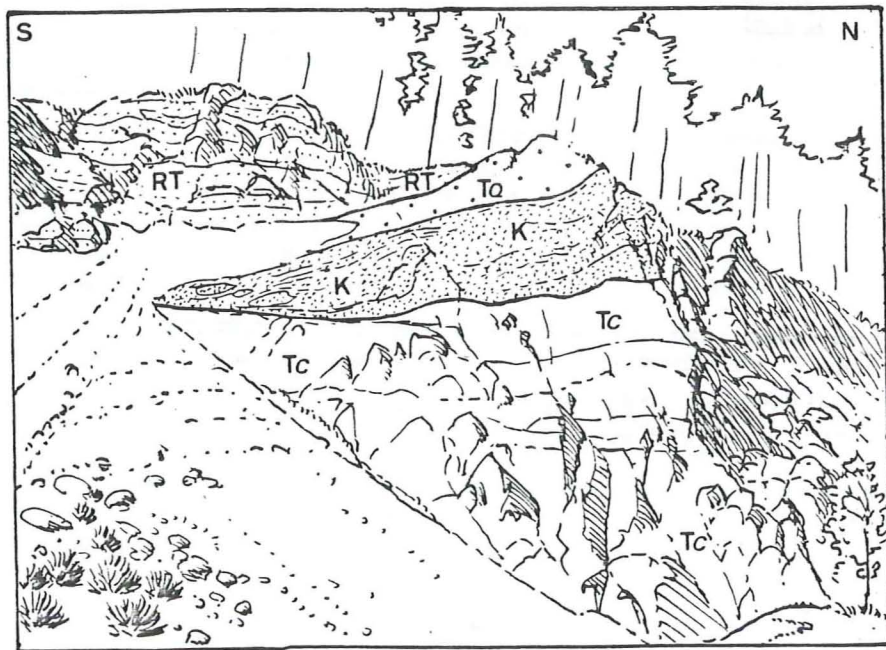


Fig.II.3.- Carrière de Loutra-aval montrant l'accident "Modane-Chavière" au-dessus de Modane; Tc:calcaires triasiques (Anisien?);Tq: quartzites broyés (Werféniens?); K: cargneules; RT: schistes permo-triasiques.

c/ Au-dessus du refuge de l'Orgère, les quartzites werféniens, en contact avec l'échelle mésozoïque de Tête Noire, sont directement surmontés par des calcaires et des dolomies jaunes (voir coupe IV.38). Les quartzites versicolores sommitaux manquent.

Sur ces trois affleurements, le contact entre les carbonates attribués au Trias et les quartzites werféniens, apparaît toujours tectonisé. Il est difficile de savoir si ces carbonates représentent des lambeaux d'une couverture plus ou moins décollée des quartzites de Vanoise méridionale, ou d'une pseudo-couverture franchement allochtone.

La lithologie de ces lambeaux, il est vrai malmenée par les déformations alpines, ne présente pas de différences notables avec celle des niveaux anisiens des écailles mésozoïques (voir paragraphe II.2), ce qui justifie d'ailleurs leur attribution stratigraphique.

II.2 - LES ÉCAILLES MÉSOZOÏQUES DE L'ACCIDENT MODANE-CHAVIÈRE

Les affleurements se répartissent en trois ensembles séparés par des placages morainiques. Du Sud au Nord:

- l'échelle de Tête Noire (Montagne 2666 de F. ELLENBERGER, 1958); la plus importante;
- l'échelle du Col de Chavière et son versant sud;
- l'échelle du Nord du Col de Chavière se rattachant vraisemblablement, sous les moraines à la coupe du Lac blanc, décrite avec précision par F. ELLENBERGER, 1958A(p. 183).

Je me réfère dans ce qui suit, aux séries stratigraphiques de Vanoise occidentale établies par cet auteur. Elles sont caractérisées par un Trias carbonaté pouvant atteindre 750 m de puissance et un "post-Trias" (Dogger à Eocène) réduit (voir fig.II.4).

Je ne reviendrai pas sur les datations des niveaux de cette série, en raison de la précision des travaux réalisés, me contentant de situer les principaux repères lithologiques dans un but structural. Seules les brèches dolomitiques attribuées au Lias sont ici considérées comme carniennes (voir II.2.4).

II.2.1- LE TRIAS CARBONATE (F. ELLENBERGER 1958a, 1963; J. MEGARD GALLI et A. BAUD, 1977).

On retrouve, superposés, les trois ensembles stratigraphiques déjà reconnus, et dont la stratigraphie est possible grâce à des repères lithologiques et des niveaux paléontologiques (voir fig.II.4):

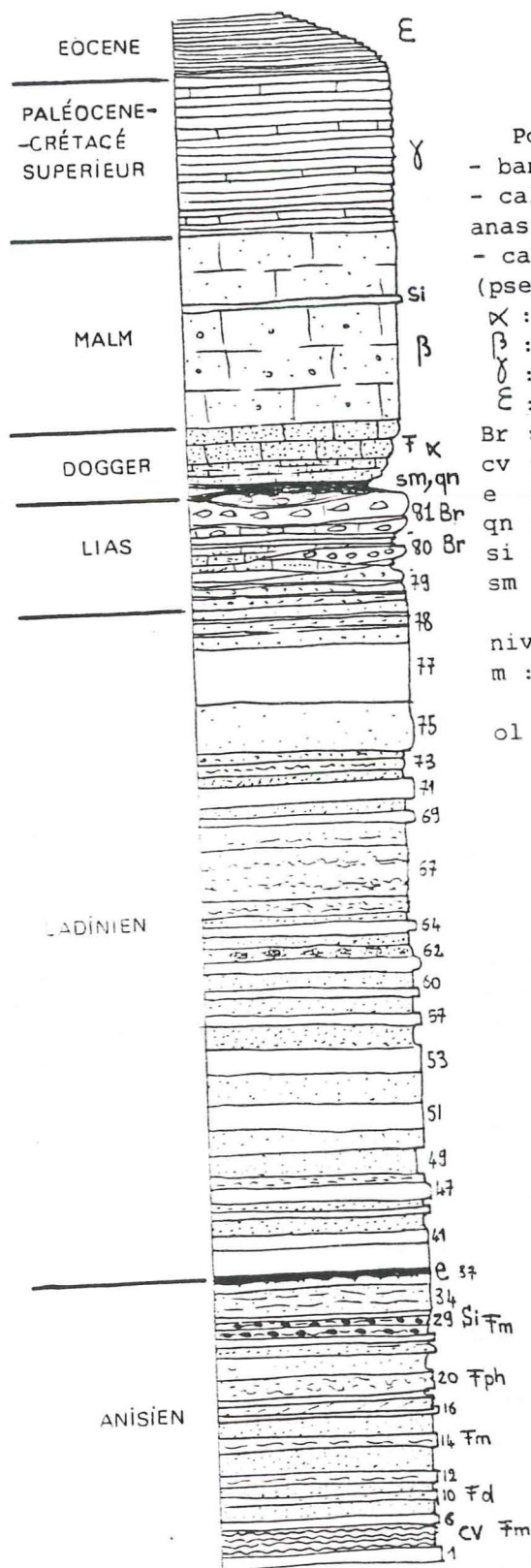
- un ensemble inférieur à dominante calcaire (Anisien = Virglorien de F. ELLENBERGER, 1958);
- un ensemble à dominante dolomitique, pauvre en fossile (Ladinien);
- un ensemble supérieur bréchiq ue azoïque sur notre terrain (Carnien?) attribué au Lias par F. ELLENBERGER en 1958.

La synthèse et les corrélations entre les différentes coupes décrites ci-dessous sont représentées par la figure II.13.

II.2.1.1.- Echelle du Nord du Col de Chavière (fig.II.13)

La série triasique est ici renversée (pendages à l'Ouest):

Anisien: surtout visible dans la pente nord des affleurements, sur 150 m d'épaisseur.



Pour le Trias (Anisien et Ladinien)
 - bancs dolomitiques: 1,6,16,33...
 - calcaires à cloisons dolomitiques anastomosées: 12,14,34...
 - calcaires à accidents dolomitiques (pseudobrèches): 20
 X : calcaires noirs fétides
 β : marbres gris clair
 γ : marbres chloriteux
 ε : schistes de Pralognan
 Br : niveau bréchique (Lias)
 cv : calcaires vermiculés
 e : niveau d'émersion
 qn : quartzites noirs;
 si : niveau à silex
 sm : schistes à minéraux

niveaux fossilifères : F
 m : mollusques définissant les trois faunes triasiques à mollusques
 ol : oligoporelles; ph: physoporelles.

Fig. II.14: Colonne Stratigraphique du Roc de la Pêche (d'après F. ELLENBERGER, 1958, pl.I)

NB: les brèches supraladiniennes sont actuellement attribuées au Carnien.

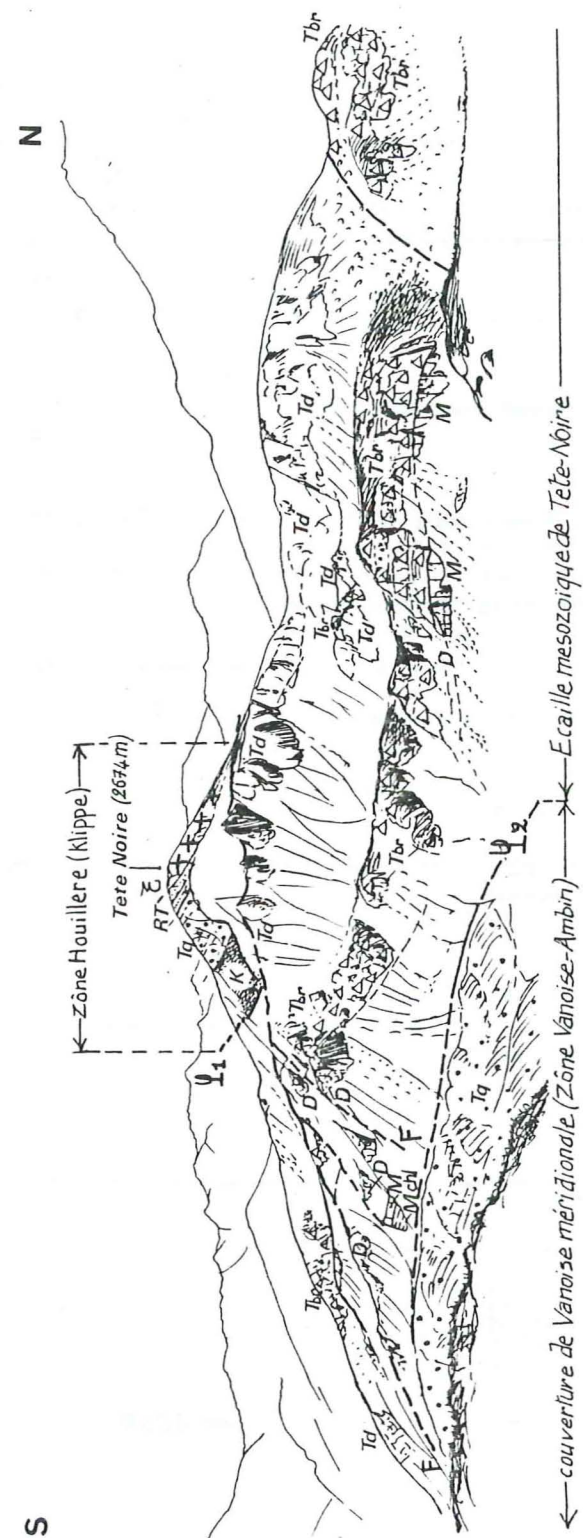


Fig.II.5: Versant E de l'écaille mésozoïque de Tête Noire (partie Nord).

Pour zone houillère: : Gneiss du Sapey; RT: Schistes du Permo-Trias; Tq: Quartzites werféniens.
 Pour l'écaillage mésozoïque: Td: dolomies et calcaires du Ladinien; Tbr: brèches dolomitiques présumées carniennes; D: calcaires noirs du Dogger; M: calcaires clairs du Malm;
 Mchl: "Marbres chloriteux" Crétacé supérieur-Paléocène.
 Pour Vanoise méridionale: Tq: quartzites werféniens; F: accidents cassants; Q1, Q2: contact tectonique majeur jalonné de cargneules (K)

Le GR 5 serpente sur les dalles de calcaires vermiculés sombres, passant à des calcaires cristallins associés à des bancs de dolomie blanche à patine jaune. Vient ensuite un ensemble où dominent des calcaires gris cristallins avec bancs de dolomies blanches et calcaires sombres à réseau dolomitique jaunâtre. En contrebas du point côte 2717 (carte 1/25000) affleure localement un niveau décimétrique de schistes verdâtres à patine orangée, que je mets en parallèle avec le "niveau d'émerison" bien visible dans la coupe du Lac Blanc.

Ladinien: la coupe la plus complète se trouve dans la partie sud de l'échelle montrant une épaisseur maximale de 260 m environ. Les 210 premiers mètres sont constitués par les "calcaires rubanés", où les calcaires gris alternent avec des dolomies blanches. A plusieurs niveaux, on y trouve des brèches monogéniques de faible extension latérale, à éléments anguleux de dolomies blanches.

Vers le haut, la proportion des bancs dolomitiques augmente peu à peu. Les 50 derniers mètres sont formés de dolomies rubanées: dolomies grises mouchetées et dolomies blanches. Vers le sommet s'intercale un niveau décimétrique de schistes dolomitiques à patine ocre. De tels niveaux fréquemment rencontrés, au sommet de la série du Ladinien Briançonnais ont été, à l'instar du "niveau d'émerison", interprétés comme des cinérites.

Carnien: je lui attribue quelques mètres de dolomies ocre bréchiques à interlits schisteux.

II.2.1.2- Echelle de Tête Noire

Affecté de plis de plusieurs générations, cet ensemble montre des séries le plus souvent renversées.

- EXTREMITÉ NORD

Elle montre une série mésozoïque presque complète allant des calcaires anisiens à l'Ouest, aux calcschistes chloriteux reposant, par un contact anormal souligné de cargneules, sur les quartzites werféniens de Vanoise méridionale (voir fig.II.5 et fig.II.6).

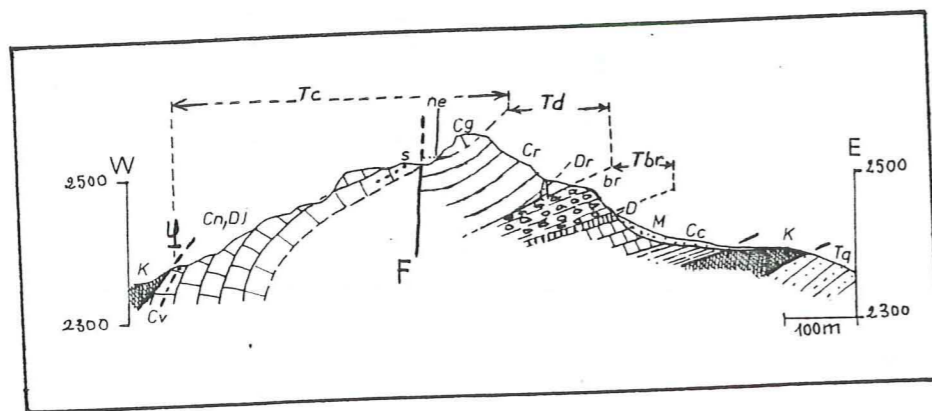


Fig.II.6: Coupe de Tête Noire (partie Nord): Tc: Anisien; Td: Ladinien; Tbr: Carnien présumé; D: Dogger; M: Malm; Cc: Crétacé supérieur-Paléocène; K: cargneules; F: faille; Tq: quartzites werféniens de Vanoise méridionale et l'échelle mésozoïque.
 Ψ: contact entre la zone houillère et l'échelle mésozoïque.

Anisien: 150m visibles. A la base les calcaires vermiculés sont en contact avec des cargneules qui les séparent du Paléozoïque de la zone houillère. Ils sont suivis par des dolomies saccharoïdes à patine roussâtre. Vient ensuite un ensemble présentant des teintes jaunes à l'affleurement, constitué de calcaires cristallins sombres et de dolomies à patine jaune.

Ensuite dominent les calcaires gris; à leur partie supérieure on trouve des calcaires à silex gris, puis des niveaux de marbres gris rosés ou verdâtres à fines laminations dolomitiques.

Enfin, à la limite Anisien/Ladinien, on trouve localement un niveau de dolomie orange qui pourrait être un équivalent latéral du "niveau d'émerison" déjà évoqué. Il apparaît ici de façon sporadique, mais il est difficile de préciser si cette discontinuité est d'ordre sédimentologique ou si la tectonique alpine en est responsable.

Ladinien: 100 à 120 m environ de calcaires rubanés, surmontés stratigraphiquement par 10 à 20 m de dolomies rubanées, plutôt blanches (versant oriental de "l'arête" (voir fig.II.6)).

Carnien (présumé): Les brèches attribuées au Carnien surmontent stratigraphiquement les dolomies ladiniennes en discordance (la discordance angulaire est mieux visible dans la partie sud de Tête Noire). Ici, les brèches basales remplissent une cavité de direction actuelle Nord-Sud, creusée dans les dolomies ladiniennes (voir fig.II.7.A. et fig. II.8). La matrice dolomitique ocre à grain fin contient des niveaux sableux ou microconglomératiques, et des crachées d'éléments anguleux de dolomies blanches.

Après une lacune d'observation (moraine), les niveaux suivants montrent, sur 1 à 2 m d'épaisseur, des calcaires cristallins gris-sombre fissiles, passant latéralement à des niveaux dolomitiques grisâtres, localement envahis de galets dolomitiques (voir détail encadré sur fig.II.7.A).

Viennent ensuite des dolomies gris-ocre en bancs décimétriques séparés par des passées schisto-dolomitiques à surfaces luisantes, à éléments de schistes noirs. Les brèches y sont relativement rares. Cet ensemble affecté de replis (épaisseur de 50 à 60 m ?) repose en série inverse sur les calcaires noirs du Dogger.

A 200 mètres au Sud de cette coupe, les premiers niveaux visibles du Carnien présumé (contact avec les dolomies ladiniennes masqué par les éboulis) sont des brèches mal litées, à matrice dolomitique ocre et à éléments anguleux, de taille très variable (un à plusieurs décimètres) de dolomie ocre, blanche ou grise, de calcaire gris ou noir (fig.II.9).

En-dessous, (au-dessus stratigraphiquement), les brèches à matrice schisteuse contiennent localement des blocs parfois plurimétriques, allongés, de calcaire cristallin gris. Ces blocs évoquent des portions de bancs venus se sédimenter dans la mer "carnienne" (fig.II.7.B).

Enfin, 500 m au Nord de la première coupe, les terrains carnien atteignent 80 m d'épaisseur (fig.II.7.C). Sur les dolomies blanches ladiniennes (0) et en légère discordance, on observe:

1/ 30 mètres de dolomies grises à patine ocre, bréchiques (et de dolomies blanches) en bancs décimétriques, séparées par des niveaux argilo-dolomitiques;

2/ 15 mètres (mal visible sous la végétation) de dolomies bréchiques, associées à des cargneules vacuolaires rousses;

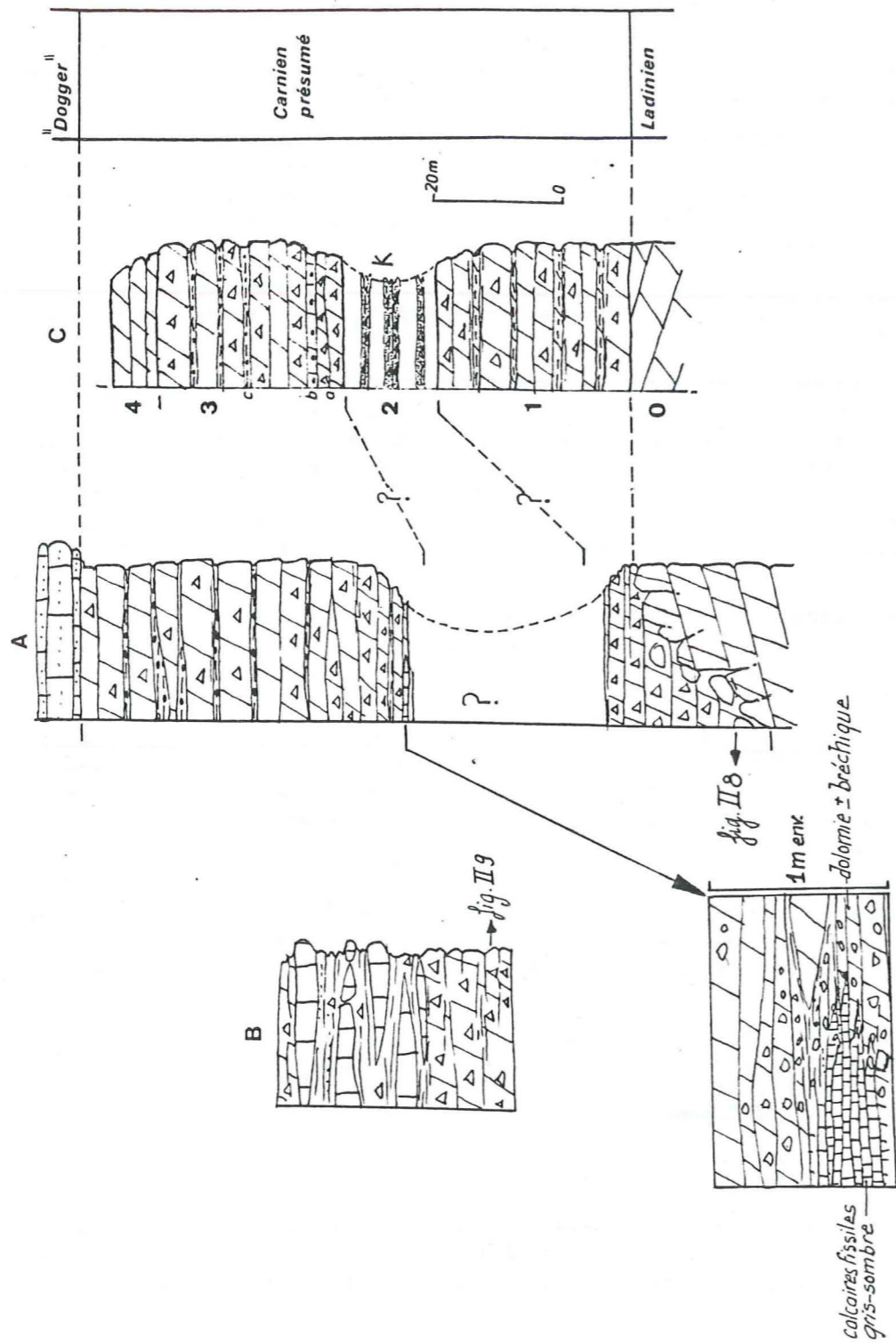


Figure II.7. : Coupes des brèches supra-ladiniennes (présümées carniennes) : partie Nord de Tête-Noire.

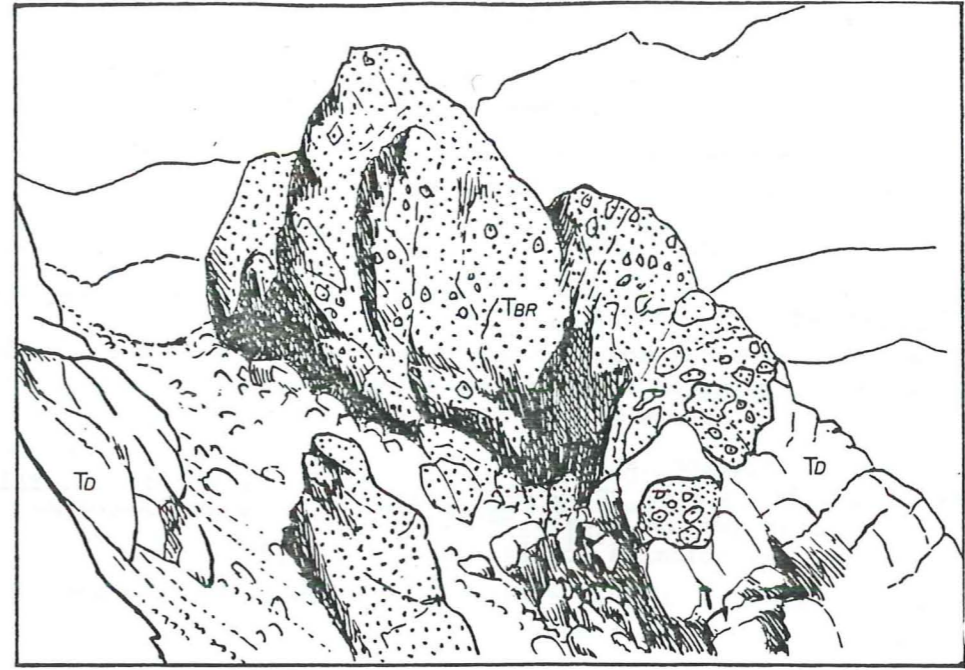


Fig.II.8: Cavité creusé dans les dolomies ladiniennes (Ta) et comblée par les brèches dolomitiques présümées carniennes (TBR) (Partie nord de Tête Noire)



Fig.II.9: Dolomies bréchiques à éléments de dolomie ocre, blanche ou grise et calcaire gris ou noir (Carnien présümé; partie nord de Tête Noire)

- 3/ environ 30 mètres de: a) dolomies bréchiques ou dolomies grises;
 b) calcaires cristallins noirs;
 c) schistes ocre à micro-galets de dolomies grises et de calcaires noirs;

4/ 5 à 7 mètres de dolomies grises mouchetées, plus ou moins bien litées, évoquant les dolomies rubanées ladinienes.

- PARTIE SUD DE TÊTE NOIRE

a) Croupe SW (point 2432). Sa structure est illustrée par la fig.IV.32

. A la base des falaises dominant au Nord les chalets de Polset, on retrouve les faciès typiques de l'Anisien: calcaires noirs cristallins et dolomies jaunes à la base, calcaires gris dominant vers le sommet de la série.

. Le niveau d'émergence supposé (limite Anisien/Ladinien) affleure à la base de la grande falaise principale (voir fig.IV.32); il est ici relativement épais et constitué par un niveau métrique de schistes bréchiques ou gréseux ocres surmontant des dolomies rouges et schistes rutilants.

. La partie centrale de la falaise est formée des couches ladinienes (coeur d'un synclinal d'axe transversal), difficiles d'accès.

. Le sommet de la croupe (point 2432) montre, en série inverse, les faciès de passage des quartzites werféniens (réduits ici à l'état de petits lambeaux) aux couches basales de l'Anisien. Les quartzites blancs, puis verts, violets et bruns passent à des dolomies quartzieuses à patine rousse. Ils recouvrent des calcaires cristallins sombres à réseau dolomitique jaunâtre. Viennent ensuite des dolomies saccharoïde à patine très blanche, puis des alternances de dolomies blanches et de calcaires marmoréens rosés.

b) On retrouve des faciès, cette fois-ci bréchiques de la base de l'Anisien dans le promontoire le plus méridional de l'Ecaille de Tête Noire. Ils butent selon une faille transversale, contre les dolomies ladinienes au Nord (voir fig.IV.32). La succession lithologique y est la suivante (voir fig.II.10):

- 1 - quartzites werféniens blancs;
 - 2 - quartzites versicolores et ankéritiques;
 - 3 - schistes noirs gréseux ou bréchiques (éléments anguleux de "cailloux noirs" quartzieux), quartzo-dolomitiques à l'approche de;
 - 4 - calcaires cristallins noirs, vermiculés ou non, et dolomies jaunes de l'Anisien
- F = failles (N 95° - 60° S)
 5 - dolomies ladinienes.

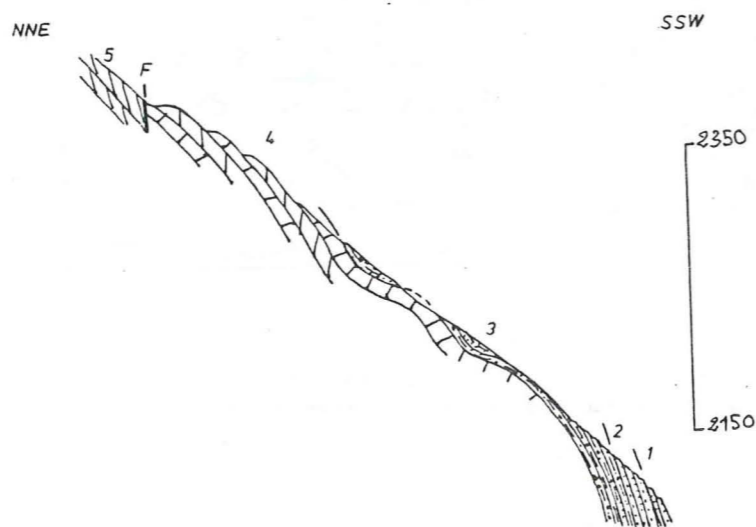


Fig.II.10 Couches de passage du Werféniens à l'Anisien (extrémité Sud de Tête Noire) les numéros renvoient au texte ci-dessus.

c) Partie Sud-Est de Tête Noire

Les ressauts rocheux dominant le sentier joignant le refuge de l'Orgère au Col de Chavière fournissent une coupe en série normale, intéressant surtout le Ladinien.

L'Anisien, représenté par des dolomies blanches, des calcaires cristallins gris à diplopores et gastéropodes, des marbres rosés, affleure mal en contrebas du sentier et le long de celui-ci.

J'interprète comme représentant la limite Anisien/Ladinien, à la base des ressauts rocheux, les alternances de fins niveaux de schistes dolomitiques orangés et de marbres verts et rosés, contenant un niveau métrique de schistes gréseux gris évoquant le niveau bréchique décrit dans la croupe SW de Tête Noire.

Ladinien: les roches précédentes sont surmontées par (environ 60 mètres ?) de calcaires gris passant progressivement aux "calcaires rubanés" à niveaux de brèches monogéniques (environ 80 mètres ?).

Viennent ensuite les "dolomies rubanées":

- 30 à 40 mètres de dolomies grises;
- 50 mètres de dolomies claires;
- quelques mètres de dolomies grises.

Carnien (préssumé): Ces dernières sont surmontées, en discordance angulaire (20°) par des brèches à matrice argilo-dolomitique ocracée et à blocs de calcaire noir et surtout de dolomie blanche ou grise.

En d'autres points situés plus à l'Ouest, on retrouve approximativement la même coupe, mais les "dolomies grises inférieures" manquent ou sont très réduites, alors que les "dolomies grises supérieures" peuvent atteindre 50 mètres d'épaisseur (en fait, il paraît difficile de corréliser les différentes coupes sur la base de la coloration des dolomies).

Celles-ci, à leur sommet (sous les brèches "carniennes") deviennent parfois gris-ocre et contiennent 1 ou 2 niveaux décimétriques de schistes dolomitiques verdâtres, à patine ocre (équivalent possible des cinérites de R. CABY et J. GALLI, 1964).

d) L'extrémité méridionale de "l'arête de Tête Noire" montre une structure polyphasée: un pli d'axe transversal (N 105 à 120°), surtout représenté ici par son flanc inférieur normal, y est lui-même plissé par un pli anticlinal d'axe N 20° environ (voir chapitre IV) (fig.II.11A). Tout au long des flancs de plis, on peut constater que les brèches "carniennes" reposent en discordance angulaire (de 0° à 40°) sur les dolomies ladinienes présentant donc des épaisseurs variables. De plus, elles cachètent deux failles tordues par les phases plicatives (la plus évidente est la faille orientale; la faille occidentale n'a pas été observée, elle est déduite de la brusque variation d'épaisseur des dolomies ladinienes sous-jacentes, dans une zone, il est vrai tectonisée).

A l'Est, les brèches présumées carniennes remplissent une cavité sub-méridienne creusée dans les dolomies ladinienes. Cette cavité contient notamment un bloc de longueur métrique, d'un calcaire cristallin noir évoquant certains calcaires anisiens. Peut-être correspond-elle à une faille anté-carnienne. La figure II.11B schématise la géométrie de ces failles au Carnien présumé, reconstituée après effacement de la tectonique alpine: les deux failles principales normales (F) déterminent alors un horst. Sans grande précision, on peut estimer que leur direction (ainsi que la cavité f et aussi la cavité, actuellement méridienne, observée dans la partie nord de Tête Noire) étaient subméridiennes.

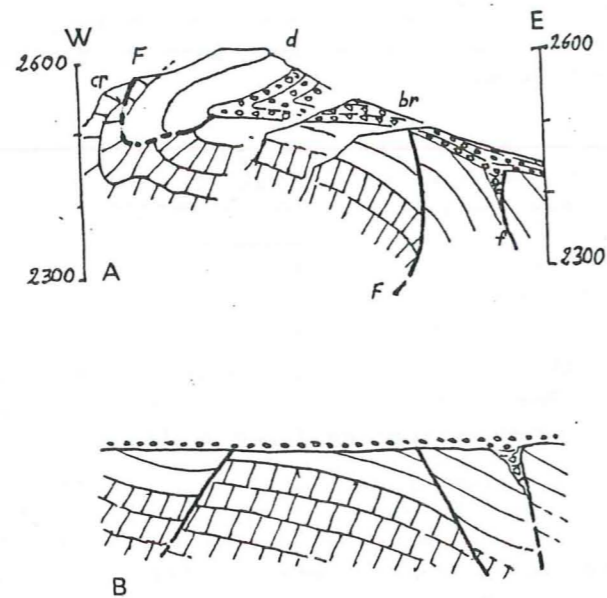


Fig.II.11: Rapport géométrique entre les brèches présumées carniennes (br) et leur substratum d'âge ladinien (d: dolomies; cr: calcaires rubanés) dans la partie sud de Tête Noire.
A: coupe de la structure actuelle
B: reconstitution au moment du dépôt des brèches

II.2.2- LE PROBLEME DES GYPSES ET DES CARGNEULES

Ce problème déborde un peu du cadre stratigraphique des écaïlles mésozoïques puisque les cargneules et parfois les gypses qui les accompagnent, jalonnent les contacts tectoniques majeurs entre les trois unités structurales.

Les cargneules sont en effet localisées:

- au sommet et à la base des écaïlles mésozoïques;
- au contact zone houillère/Vanoise méridionale, là où les écaïlles mésozoïques sont absentes, entre Modane et les chalets de Polset.

Le principal affleurement de gypse sépare le revers de Gébroulaz du glacier de Gébroulaz et sa moraine, selon une bande d'environ 3 km de long, pouvant atteindre 100 à 200 m d'épaisseur au Col du Soufre. On trouve aussi des gypses, au Sud du Col de Chavière (au contact Houiller/Mésozoïque des écaïlles) et au Sud des chalets de Polset.

II.2.2.1- Variations lithologiques

a) Au-dessus de Modane, les piliers ruiniformes de cargneules émergeant de la végétation sont constitués d'une brèche tectonique pratiquement sans matrice, formée au dépend de calcaires et dolomies à "faciès anisiens". Les calcaires fissurés passent à une brèches à éléments anguleux de toute taille, associés à des fragments de dolomie carriée, dans un ciment calcitique.

b) au Nord, les cargneules sont généralement formées d'une matrice argilo-carbonatée brune, ocre ou rousse emballant des éléments dolomitiques. Au Col de Chavière, elles contiennent des blocs de quartzites werféniens ou de schistes permo-triasiques.

c) Les cargneules séparant les quartzites de Vanoise des écaïlles mésozoïques se présentent localement sous forme d'encroûtements dolomitiques carriés, rubéfiés, solidaires des quartzites.

d) Notons, enfin, qu'au Col du Soufre, les gypses et les cargneules sont associés à des dolomies noires (à cristaux hexagonaux de gypse) et à des schistes calcaréo-dolomitiques finement gréseux d'âge incertain (Trias indifférencié).

II.2.2.2- Les roches au contact des cargneules

1: Les cargneules surmontant les quartzites de Vanoise méridionale reposent soit sur les faciès sommitaux du Werféniens, soit sur des dolomies (anisiennes ?) reposant elles-mêmes sur les quartzites blancs ou versicolores.

Elles sont surmontées par le Mésozoïque de Tête Noire: calcschistes chloriteux (Crétacé supérieur-Paléocène) ou carbonates triasiques (voir coupe IV38).

2: Les cargneules jalonnant le sommet (ouest) des écaïlles mésozoïques sont en contact:

- d'une part, pour la zone houillère, avec les quartzites werféniens (Col de Chavière, klippe de Tête Noire), les schistes permo-triasiques, les "gneiss du Sapey" ou les conglomérats stéphano-permiens (par exemple au Grand-Planay).

Sur le rebord occidental du Revers de Gébroulaz, elles reposent selon une troncature basale, sur tous les termes "permo-werféniens".

- D'autre part, avec n'importe quel terme de la série triasique des écaïlles: Anisien et Ladinien à Tête Noire et au Nord du Col de Chavière, Carnien présumé sur le versant sud de ce col.

3: Il faut enfin noter le niveau, à aspect de cargneules, localisé au sein des brèches présumées carniennes, dans la partie nord de Tête Noire (voir p. 21 et fig. II.7C = niveau 2). Ces cargneules interstratifiées dans la formation carnienne ont été notamment décrites à plusieurs reprises dans les séries briançonnaises au Nord de mon terrain, sur le versant Nord du Col Rouge (E. JAILLARD, thèse 3ème cycle, 1984). Elles peuvent traduire la présence d'anciens niveaux évaporitiques.

II.2.2.3: Origine des gypses

En regard de ces observations, les gypses et les cargneules apparaissent presque toujours en position tectonique jalonnant les contacts majeurs. Il est donc difficile de les insérer avec certitude dans la succession stratigraphique de chacune des trois unités structurales.

On remarque cependant:

1) Le niveau de cargneules, au sein des dolomies "carniennes" (Nord de Tête Noire) est sans doute la trace d'un ancien horizon évaporitique, qui constitue d'ailleurs un argument en faveur de l'hypothèse de l'âge carnien des dolomies bréchiqes transgressives sur les dolomies ladinienues (voir fig. II.7).

2) Les cargneules qui surmontent les quartzites de Vanoise méridionale paraissent localement solidaires du sommet de ces quartzites (faciès versicolores). Elles seraient alors d'âge Werfénien supérieur.

3) Les gypses et cargneules coïncés entre le rebord oriental de la zone houillère et les écaïlles mésozoïques n'appartiennent en tout cas pas aux terrains inférieurs de celles-ci. En effet, dans la partie méridionale de Tête Noire, les quartzites versicolores sont en contact stratigraphique indiscutable avec les faciès (bréchiqes ou dolomitiques) de la base de l'Anisien (voir fig. II.10).

Ainsi, mis à part deux cas exceptionnels (1 et 2) l'âge des gypses et des cargneules reste inconnu. Nous sommes tentés de les rattacher à la "Nappe des gypses" (Trias exotique) dont une partie au moins est datée du Keuper (lentilles de schistes à Equisetum, J. FABRE et J. RICOUR, 1949 et F. ELLENBERGER, 1958 p. 201-211), mais dont l'origine paléogéographique reste problématique en raison de leur caractère systématiquement allochtone.

II.2.3- TERRAINS POST TRIASIQUES

On y distingue classiquement en Vanoise occidentale les quatre formations suivantes (voir fig. II.4):

- calcaires noirs du Dogger, avec faciès continentaux de base (schistes noirs à minéraux, bancs à chloritoïde) transgressifs sur les terrains triasiques;
- calcaires gris ou marbres blancs du Malm, transgressifs;
- marbres chloriteux ou calcschistes: Crétacé supérieur-Paléocène avec "hards-grounds" de base;
- schistes de Pralognan, éocènes.

Sur notre terrain, ces quatre formations affleurent de façon discontinue à la base orientale des écaïlles mésozoïques, au contact de celles-ci avec la couverture siliceuse de Vanoise méridionale; l'intensité de la déformation, en particulier dans les "marbres chloriteux" rend l'estimation des épaisseurs impossible.

II.2.3.1- Coupe de Tête Noire

La meilleure coupe est fournie par le versant oriental de Tête Noire, à l'aplomb de la klippe des gneiss ocellés du Sapey (localisation: fig. II.5).

La série étant renversée, on trouve de haut en bas, sous les brèches "carniennes" (O) (fig. II.12).

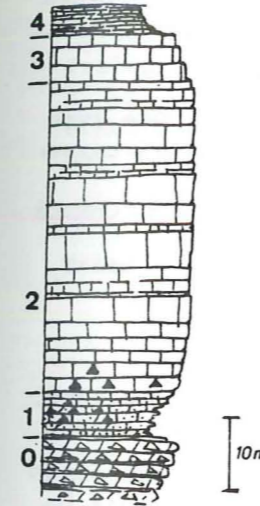


Figure II.12 : Coupe des terrains post-triasiques de l'écaïlle mésozoïque de Tête-Noire.

Dogger environ 50 mètres.

1: à la base calcaires plaquetés noirs, gréseux et légèrement dolomitiques remaniant localement de gros blocs de dolomie ocre ("carnien présumé?");

2: le reste est formé de calcaires cristallins noirs, soit en bancs massifs, soit en plaquettes à enduits hématitiques rougeâtres. F. ELLENBERGER (1958, p.288) y décrit des débris de lamellibranches, gastéropodes, échinides... Je n'y ai trouvé que des organismes tubulaires, recristallisés en calcite blanche (Polypiers ?). Au microscope, les sections apparaissent comme des zones circulaires à peine différenciables de leur matrice (mosaïque de calcite recristallisée).

3: Malm: moins de 10 m de calcaires gris clairs;

4: Crétacé supérieur-Paléocène: calcaires en fines plaquettes, phylliteux, de couleur gris-bleuté, à patine ocre.

Je n'ai pas observé de "hard-ground" à leur base; le contact de base est net et apparemment concordant avec les calcaires du Malm.

A 500 mètres au Nord de cette coupe, les calcaires noirs du Dogger sont réduits à moins d'un mètre d'épaisseur et manquent ensuite (voir figure II.5). Les calcaires du Malm, gris-rosé et d'allure pseudo-bréchiqes à la base, puis gris, à grain plus régulier, sont alors en contact avec les brèches dolomitiques présumées carniennes.

A 600 mètres au Sud de la coupe principale, on retrouve les terrains post-triasiques, intensément replissés au contact des quartzites de Vanoise méridionale. On y reconnaît:

- calcaires noirs spathiques du Dogger;
- calcaires gris du Malm, finement rubanés;
- calcschistes en plaquettes, chloriteux, associés à des schistes calcareux bruns à lentilles gréseuses que j'attribue à la formation des schistes de Pralognan.

II.2.3.2- Col de Chavière

L'écaïlle mésozoïque visible au Col et sur son versant sud-est pratiquement réduite aux terrains post-triasiques, fortement tectonisés. On y trouve:

Dogger: sur l'arête même du Col (côté oriental), il est représenté par des calcaires schisteux sombres, localement grossiers et microbréchiqes (éléments anguleux de calcaires noirs) à leur base, c'est-à-dire au contact avec des dolomies jaunes rappelant celles de l'Anisien (voir fig. IV.27).

Malm: sur le versant sud du Col, le contact Dogger-Malm est flou: des calcaires cristallins noirs amygdaloïdes (anciens polypiers étirés?) peut être encore Dogger, passent à des calcaires gris à accidents siliceux blanc-ocre (Malm).

Crétacé Supérieur - Paléocène: le GR 5 traverse, juste en contrebas du Col, une petite butte à structure synclinale: les flancs sont formés de calcaires gris à silex du Malm et le coeur de véritables marbres chloriteux massifs, verts qui ont remarquablement enregistré les déformations alpines.

. Là non plus je n'ai pas vu de "hard-ground" à leur base.

A l'Est du GR 5, les marbres sont moins massifs, plaquetés.

- Les terrains post-triasiques affleurent encore dans la terminaison sud de Tête Noire, sur le versant nord du Ravin ("Ravin à Brouette") dominant les chalets de Polset. On y trouve:

- . les calcaires blancs ou gris clairs du Malm;
- . les calcshites grisâtres légèrement bleutés, fortement schistosés du Crétacé supérieur;
- . les schistes grésocalcaireux gris-brun éocènes (schistes de Pralognan).

II.2.3.3- Nord du Col de Chavière

Dans cette écaille affleurent des terrains un peu particuliers, coincés entre les calcaires rubanés ladinien et les quartzites de Vanoise.

Il s'agit de marbres à texture fluidale, associés à des dolomies jaunes; l'ensemble y est affecté de plis isoclinaux serrés (voir fig. (V.23)). L'essentiel est constitué de marbres blancs, veinés de vert-bronze ou de rose-fleur-de-pêcher. Les faciès les moins marmoréens contiennent des accidents siliceux, évoquant alors les calcaires du Malm décrits ci-dessus. Au sein de ces marbres clairs, on peut suivre un niveau repère vert sombre: c'est un marbre massif où se sont développés de grosses mouchetures de chlorite dans les plans de schistosité. Il évoque les "marbres chloriteux", mais il s'en distingue par sa teneur en galets (→1cm) de quartz.

Ces roches évoquent donc les terrains post-triasiques décrits dans les coupes précédentes (Malm et Crétacé Supérieur - Paléocène). Mais les vives colorations et le caractère détritique grossier des marbres sombres les en distinguent.

Je serai tenté de les rattacher à une unité briançonnaise plus interne. En effet, les vives colorations semblent être caractéristiques des marbres du Malm des séries de Val d'Isère et de la Grande Motte (F. ELLENBERGER, p. 302-304) d'affinité pré-piémontaise.

De plus les marbres chloriteux sombres à galets de quartz évoquent les marbres chloriteux "à zones très gréseuses" associés à la série néocrétacée bréchiq (à éléments cristallins) de la Tsanteleina, appartenant à l'unité de Val d'Isère (F. ELLENBERGER, 1958, p.327).

Enfin, un kilomètre plus au Nord de notre affleurement, Etienne JAILLARD (Thèse 1984) a découvert, coincés aussi dans l'accident Modane-Chavière, des calcaires noirs à polypiers du Lias pré-piémontais.

Il semble donc probable qu'un lambeau de terrains post-triasiques, appartenant à une unité d'origine interne (par rapport à la série des "écailles mésozoïques" à faciès briançonnais) peut-être pré-piémontaise soit coincé dans l'accident Modane-Chavière.

II.2.4- CONCLUSION

Dans les trois principaux lambeaux constituant les "écailles mésozoïques" coincés dans l'accident Modane-Chavière, nous avons reconnu deux unités distinctes:

- une unité d'affinité interne, réduite à des termes attribuables au Malm et au Crétacé supérieur;

- une unité (de loin la plus importante en volume) typiquement briançonnaise, dont les termes vont des quartzites werféniens aux schistes de Pralognan, éocènes (voir fig.II.13). Cette série est grosso-modo identique à la série de Vanoise occidentale dont les coupes de référence ont été établies au Nord de notre terrain (Lac Blanc, Roc de La Pêche, etc..) par F. ELLENBERGER, (1958) et réexaminées par E. JAILLARD (Thèse 1984).

La coupe générale peut être résumée ainsi:

Trias

1: Werféniens: quartzites blancs, puis versicolores passant à des schistes gréseux ou bréchiq et des dolomies gréseuses (limite Werféniens-Anisien) (quelques mètres);

2: Anisien: (environ 150 m):
 . à la base calcaires vermiculés, calcaires noirs et dolomies jaunes;
 . partie supérieure à dominante calcaire (niveau à silex);
 . "schistes rutilants" et localement brèches: limite Anisien/Ladinien (1m maximum).

3: Ladinien: (environ 250 m):
 . calcaires rubanés;
 . dolomies rubanées à niveaux cinéritiques.

4: Carnien présumé (80 mètres au maximum):
 . dolomies bréchiq, rares calcaires gris et un niveau évaporitique.

Post-Trias

5: Dogger (de 0 à 50 m):
 . brèches et schistes de base;
 . calcaires noirs à polypiers.

6: Malm (épaisseur inconnue)
 . calcaires gris ou blancs, localement à accident siliceux.

7: Crétacé supérieur - Paléocène (épaisseur inconnue)
 . calcschistes gris ou (rares) marbres chloriteux verts.

8: Eocène (épaisseur inconnue)
 . schistes calcaréo-gréseux à lentilles gréseuses = schistes de Pralognan.

Remarques

-Anisien basal: comme il a été indiqué plus haut (II.2.2.3) le "niveau gypsifère inférieur" a été sans doute très réduit, voire absent, dans la série mésozoïque des écailles. A ce niveau stratigraphique, la présence de dolomies gréseuses et de schistes bréchiq atteste de toute façon d'un épisode régressif dans la sédimentation, suivi par la transgression anisienne (calcaires vermiculés).

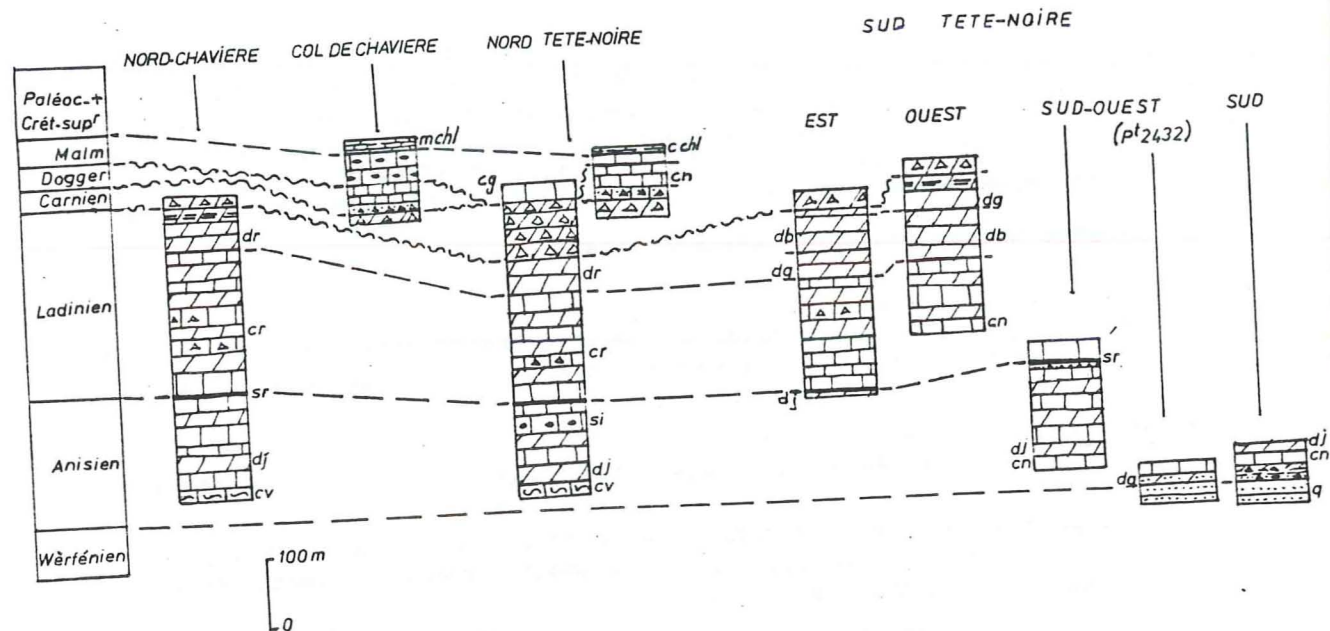


Fig.II.12: Corrélations des coupes de la série mésozoïque Briançonnaise de l'accident "Modane -Chavière"

- cn, cg, cr, cv: calcaires noirs, gris, rubanés, vermiculés.
 - db, dg, dj, dq, dr: dolomies blanches, grises, jaunes, quartzieuses, rubanées.
 - q: quartzites; mchl et cchl: marbres et calcschistes chloriteux; sr: schistes rutilants; si: niveau à accidents siliceux.
- Triangles: brèches - Doubles tirets: niveaux cinéritiques(?).

- Limite Anisien-Ladinien: les "schistes rutilants" y sont localement associés à des niveaux bréchiques qui témoignent encore d'un épisode de régression (cf. "niveau d'émersion" de F. ELLENBERGER, 1958), ce qui n'est pas incompatible avec le dépôt de cinérites à l'origine des schistes rutilants (R. CABY et J. GALLI, 1964).

- Les brèches: Lias ou Carnien ? Le fait le plus marquant mis en évidence dans la série triasique est la nature du contact stratigraphique entre les brèches et les dolomies ladinienes. Il traduit l'instabilité de la plateforme carbonatée.

Cette instabilité est sans doute préfigurée par les niveaux bréchiques intraformationnels observés dans les "calcaires rubanés" ladinienes. Les cinérites de la partie supérieure des dolomies ladinienes sont aussi la trace de phénomènes (volcanisme, sismicité) liés à cette instabilité.

Celle-ci s'est finalement manifestée par une tectonique distensive; des accidents cassants de direction subméridienne (?) délimitent des horsts et des grabens (fig.II.11B)-(Des phénomènes identiques sont décrits par E. JAILLARD, thèse 1984, par exemple au Mont-Coua).

Ces structures sont actuellement cachetées par les brèches. L'érosion des reliefs a alimenté la sédimentation en éléments localement très grossiers; des brèches à gros blocs remplissent des fentes ouvertes. La sédimentation devient ensuite plus calme, mais les dépôts de boues dolomitiques sont toujours sporadiquement envahis de crachées conglomératiques.

Les blocs remaniés de dolomies proviennent de la formation ladinienne. Les galets de calcaires noirs sont d'origine plus incertaine: peut-être proviennent-ils de calcaires déposés puis rapidement démantelés à la même époque: de tels calcaires noirs, il est vrai d'extension très réduite, existent au sein des dolomies "carniennes" (voir p. 21 et fig.II.7). Mais il faut noter que certains de ces blocs évoquent les calcaires noirs anisiens.

Le Trias supérieur a été tardivement reconnu dans les unités Briançonnaises. On y reconnaît maintenant un Carnien bréchiqne et gypsifère et un Norien à faciès "Hauptdolomit" (J.C. BARFETY et al., 1970). Par leur caractère transgressif mis ici en évidence, et par leur analogie de faciès avec ceux, localement datés du Carnien (J. MEGARD-GALLI, 1972), nous sommes tentés de dater nos brèches du même âge. La trace d'un dépôt évaporitique découvert au sein de ces brèches renforce cette analogie.

- Dogger: un second épisode tectonique est survenu après le Trias, marqué par l'absence de terrains liasiques (non dépôt ou érosion ?) et par le caractère transgressif de la base du Dogger (brèches remaniant localement les dolomies triasiques). Nous n'avons pas observé sur notre terrain de "faciès continentaux" (schistes à minéraux, niveaux bauxitiques) qui existent plus au Nord à la base du Dogger (voir fig.II.14, et F.ELLENBERGER 1958).

- Malm: L'absence locale du Dogger indique aussi le caractère transgressif du Malm. Mais la tectonisation ne permet pas de mettre en évidence de discordance angulaire. Il en est de même pour le contact stratigraphique des "Marbres chloriteux" sur les calcaires du Malm: je n'y ai en tout cas jamais observé de "hard-grounds". Le contact entre les "Marbres chloriteux" et les schistes de Pralognan m'a paru être un passage progressif.

II.3- LE STÉPHANO-PERMIEN ET LE NÉO-PERMIEN DU BORD INTERNE DE LA ZONE HOUILLÈRE

La stratigraphie de la zone houillère Briançonnaise a été établie par J. FABRE (1961) pour sa partie savoyarde.

L' étude des "Gneiss du Sapey", décrits par F. ELLENBERGER (1958) m'a conduit à m'intéresser plus spécialement à la partie supérieure des terrains paléozoïques.

Le tableau ci-dessous met en parallèle les deux séries stratigraphiques établies par chacun de ces auteurs, qui utilisent des terminologies un peu différentes (Fig.II.14).

Dans ce qui suit nous désignerons par "Houiller" l'Assise de Tarentaise; par "Stéphano-Permien" l'ensemble des conglomérats polygéniques gris ou versicolores, et enfin par "Permo-Trias" les sédiments transgressifs sur les termes précédents et sur les "Gneiss du Sapey".

"Néo-Permien"	150 à 600 m Permo-Trias (#Verrucano) Assise inf. de la Ponsonnière
"Eo-Permien"	300 à 600 m versicolore, à récurrences grises et niveaux calcaires. Traces d'activité volcanique
"Stéphano moyen et sup. présumé"	400 à 600 m Série de Roche Château (gros- sière, stérile, grise ou versicolore)
Stéphano inférieur + Westphalien	300 à 1 200 m Assise de Tarentaise (grise, productrice)
Westphalien A, B, C	250m (?) Gris, productif
Namurien ?	Grès stériles de La Praz

Coupe de l'Arc (J. FABRE, 1961)

Fig.II 14: Lithostratigraphie du Paléozoïque de la zone houillère Briançonnaise en Savoie

Jusqu'au Permien, la zone houillère correspond à un bassin limnique en cours de comblement, dont l'histoire est différente de celle des bassins de la zone externe et de celle de la zone Vanoise - Mont Pourri, dans l'hypothèse où cette zone comprend bien du Carbonifère. Dans le bassin houiller Briançonnais classique, s'accumulent 4000 à 5000 m de sédiments dont l'étude révèle que ce bassin a subi des modifications paléogéographiques importantes au cours de son évolution.

- Une subsidence s'y installe dans la partie savoyarde à partir du Westphalien C, relayant ainsi sa partie méridionale (pays Briançonnais)

- Des mouvements verticaux interviennent au Stéphano-Permien, avant le dépôt de l'Assise de Courchevel transgressive (discordance "asturienne"). Plutôt que par des discordances angulaires, cette transgression se manifeste

"Néo-Permien"	Permo-Trias Conglomérats type St Bernard
"Stéphano - Permien"	"Migmatites du Sapey" versicolore
Stéphano daté à la loze	Assise de Courchevel
Stéphano daté ou Westphalien (daté ou ?)	Assise de Tarentaise

Bord interne de la zone houillère
(J.FABRE, 1961 et F. ELLENBERGER, 1958)

par le gigantesque épandage de sables et de graviers provenant de reliefs émergés (massifs cristallins "pro-parte") jusqu'alors non attaqués. La sédimentation redevient plus calme au Permien inférieur.

- A la fin de l'Eo-Permien, une nouvelle phase tectonique, qui paraît plutôt relever de mouvements de bascule que de plissements, entraîne la discordance "saaliennne" des conglomérats et schistes néo-permiens sur les termes sous-jacents. Par contre, ce Néo-Permien passe progressivement aux quartzites du Trias inférieur (Werfénien).

- Ces mouvements s'accompagnent vraisemblablement de montées de roches éruptives (filons, rares coulées) (voir J. FABRE 1961; P. PIANTONE, 1980). Les "Gneiss du Sapey" (migmatites ou laccolithe de granitoïdes acides) mis en place à l'Eo-Permien, s'intégreraient dans ce magmatisme fini-hercynien (voir paragraphe III.1).

II.3.1- LES DIFFÉRENTES COUPES

Je décris ici un certain nombre de coupes, dont certaines ont été établies par J. FABRE et/ou ELLENBERGER. Les "Gneiss du Sapey" décrits plus loin sont ici simplement mentionnés.

II.3.1.1. Coupe du Sapey (voir F. ELLENBERGER, 1958 p.69 à 72)

Le Fort du Sapey, dominant la vallée de l'Arc à Modane, repose sur une série renversée. De haut en bas, donc en remontant la série stratigraphique, on trouve (v. fig.II.15):

1/ environ 40 m de grès fins verdâtres, qui font rapidement place à des conglomérats polygéniques (galets de quartz noir ou blanc, de gneiss leucocrates, de schistes noirs) à matrice verdâtre. Ils affleurent au fort annexe (point côté 1755);

2/ environ 60 m de roches à "cachet houiller", de teinte grise: grès arkosiques fins, localement exceptionnellement clairs, contenant un niveau de schistes noirs;

3/ près de la route stratégique, on retrouve des faciès versicolores: conglomérats et surtout schistes verts et violets.

Bien que F. ELLENBERGER, 1958 (p.72) ait attribué le niveau 2 à un Stéphano-Permien atypique, j'ai préféré l'interpréter comme du Houiller occupant le cœur d'un pli anticlinal, écrasé entre deux niveaux de Stéphano-Permien, car sur mon terrain d'étude, je n'ai jamais observé de récurrences grises à "cachet Houiller", au sein des sédiments versicolores de l'Assise de Courchevel. Selon mon hypothèse, les replis visibles sous le fort annexe du Sapey (1755) sont des plis d'entraînement du flanc normal de cette structure (voir fig. II.15, et aussi fig.IV.20).

4/ Dans le flanc inverse de ce pli, les schistes versicolores et les conglomérats polygéniques passent rapidement à environ 80 m de roches conservant d'abord leur cachet sédimentaires, puis passant progressivement à des faciès de plus en plus déformés. Nous verrons plus loin (Chapitre IV) que ce phénomène est caractéristique du contact entre les sédiments stéphano-permiens et les "gneiss du Sapey".

On retrouve ces sédiments déformés dans la partie SW du promontoire du Sapey, où ils sont coïncés entre des panneaux de gneiss oeilés. On y reconnaît, malgré leur déformation, des schistes phylliteux verdâtres, des grès finement conglomératiques à rares galets de quartz blanc. En bordure de l'Arc, au niveau du barrage du Freney, on retrouve les faciès typiques de l'Assise de Courchevel: conglomérats verts polygéniques à galets de quartz blanc, de gneiss leucocrates et de micaschistes sombres.

5/ Les "Gneiss du Sapey" forment l'essentiel du promontoire du Sapey. Nous verrons plus loin (III.2.1) que l'on peut y distinguer plusieurs faciès pétrographiques.

6/ Sur son versant oriental, le promontoire est entaillé par le torrent du Saint-Bernard, bien connu des lecteurs de F. ELLENBERGER, 1958 (p. 70-72): cet auteur y décrit en effet "les conglomérats du St Bernard" néo-permiens, transgressifs et discordants sur les "Gneiss du Sapey" et remaniant ces derniers sous forme de blocs anguleux. D'une épaisseur de 150 m., ce conglomérat se caractérise en outre par des galets de quartz blanc ou rose, de roches quartzo-feldspathiques et par des imprégnations en nodules de carbonates bruns ankéritiques.

Il faut surtout souligner ici que ce conglomérat néo-permien est transgressif sur des faciès foliés et gneissifiés; il remanie d'ailleurs les "Gneiss du Sapey" sous forme de blocs de gneiss ou de "leptynites". Comme l'a précisé F. ELLENBERGER, 1958, la foliation gneissique qui caractérise les "Gneiss du Sapey" est essentiellement anté-alpine. Il s'agit là d'une observation capitale quant à l'interprétation de ces roches si problématiques (chapitre III).

7/ Près du lit du torrent, ce conglomérat passe aux sédiments typiques du Permo-Trias: schistes sériciteux argentés ou à reflets parfois violacés. Ils reposent sur les cargneules de l'accident Modane-Chavière.

Plus au Sud, sur la coupe du Replaton (F. ELLENBERGER, 1958, p.70), les conglomérats du St Bernard manquent: sous "les Gneiss du Sapey" viennent directement les sédiments permo-triasiques: schistes sériciteux blancs, quartzites phylliteux à dragées de quartz rose passant progressivement aux quartzites blancs werféniens.

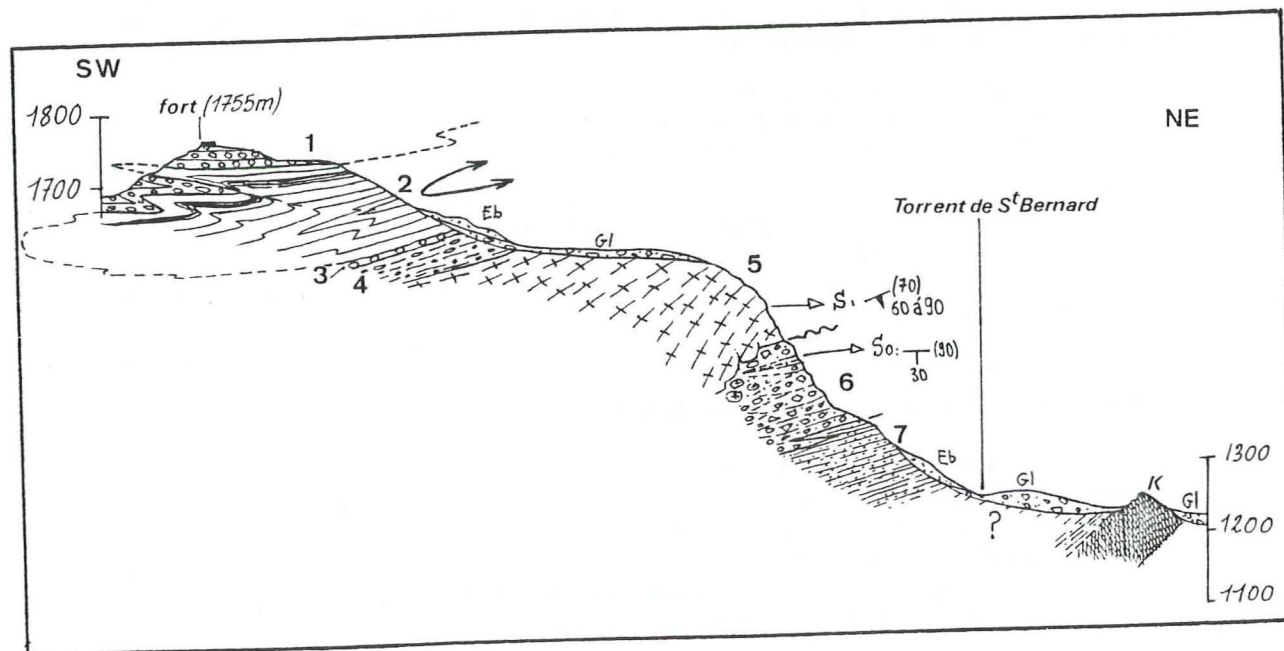


Fig. II.15: Coupe du versant oriental du Sapey - 2: grès et schistes du Houiller banal; 1 et 3: conglomérats et schistes stéphano-permiens; 4: sédiments précédents mylonitisés; 5: Gneiss du Sapey; 6: Conglomérats du St Bernard néo-permiens; 7: schistes du Permo-Trias; K: cargneules jalonnant l'accident Modane-Chavière.

II.3.1.2- Les coupes du vallon de Polset

Les terrains stéphano-permiens (sédiments et gneiss ocellés) affleurent plus au Nord aux "Charmettes", à l'entrée ouest du Vallon de Polset, et au sommet de Tête Noire (klippe de la Montagne 2666 de F. ELLENBERGER, 1958).

1/ Au vallon de Polset, les sédiments sont réduits à quelques mètres de schistes conglomératiques verts, tectonisés au contact avec les gneiss eux-mêmes affectés d'une intense mylonitisation.

2/ A la klippe de Tête Noire (série renversée) les gneiss ocellés, broyés, reposent sur les schistes permo-triasiques et les quartzites werféniens; les contacts y sont tectonisés.

3/ C'est au Grand Planay, sur un affleurement traversé par le sentier de G.R.5-55, que l'on peut observer, en série normale, le passage du Houiller au Stéphano-Permien (v. fig. II.16):

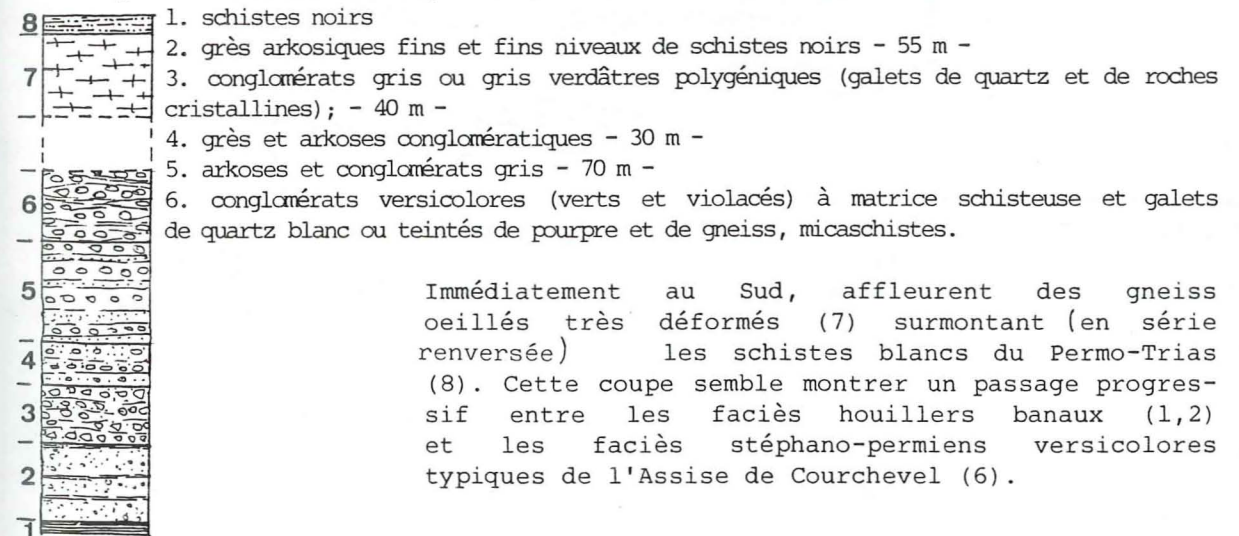


Fig. II.16: Coupe du Grand-Planay; les numéros renvoient au texte.

II.3.1.3- Charnière du synclinal de Gébroulaz

Entre le glacier de Chavière et le glacier de Polset, les affleurements les plus méridionaux, à cette longitude, des conglomérats de l'Assise de Courchevel dessinent la charnière du Synclinal de Gébroulaz. J. FABRE 1961, (p.89), y décrit les sédiments stéphano-permiens discordants sur les grès et schistes du Houiller, probablement d'âge wesphalien (présence de calamites, lepidodendron). Je n'ai pas vu de discordance angulaire, mais il n'y a pas ici de zone intermédiaire analogue à celle de la coupe du Grand-Planay.

Par dessus le Houiller (H), viennent immédiatement des conglomérats grossiers (Fig. II.17).

1: 70 à 80 m de conglomérats gris à la base puis devenant rapidement verdâtres. Les galets de roches cristallines (gneiss leucocrates, micaschistes sombres..) parfaitement roulés peuvent atteindre une taille pluridécimétrique. Un niveau de schistes noirs s'y intercale;

2: environ 120 m de roches violacées suivies d'alternances de schistes gréseux et de conglomérats en bancs décimétriques;

3. sur l'arête principale (NNW-SSE) de l'affleurement, viennent des grès et conglomérats de nouveau verdâtres - 30 m visibles -

L'épaisseur minimale de l'Assise de Courchevel est ici d'environ 230 m. Il faut noter que les changements de teinte au sein des conglomérats ne constituent pas des limites lithologiques constantes: au Nord de cet affleurement, on peut voir le passage latéral des conglomérats violacés aux conglomérats verdâtres. Ainsi la totalité de l'Assise de Courchevel est de teinte verte tout au long de la bordure occidentale du glacier de Gébroulaz.

Pour estimer l'épaisseur totale, sous les gneiss, de l'Assise de Courchevel, il faut se déplacer vers le Nord, sur la crête de l'Aiguille de Pécllet, qui flanque à l'Ouest le sommet du glacier de Gébroulaz.

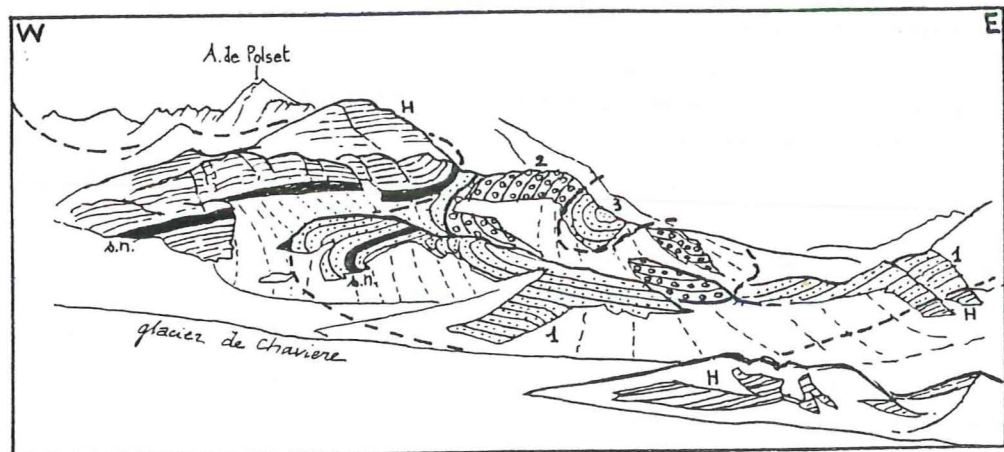


Fig.II.17: Terminaison sud du synclinal de Gébroulaz. H: grès et schistes houillers; s.n: schistes noirs; 1, 2, et 3 (voir texte): conglomérats stéphano-permiens. (D'après un dessin de J. FABRE, 1961: Fig. 27 p. 89).

II.3.1.4- Coupe de l'Aiguille de Pécllet

Elle montre une série inverse "complète" allant du Houiller au Trias inférieur (voir fig.II.18):

1/ Houiller: Assise de Tarentaise, riche en conglomérats (galets de quartz);

2/ Assise de Courchevel (300 à 350 m):
- alternances de schistes, grès et conglomérats de teinte verte à galets (taille parfois décimétrique) de quartz rougeâtre, de roches cristallines (gneiss ocellés, micaschistes); un niveau de schistes noirs (S);

3/ Environ 120 m de "roches vertes", remarquable par leur teinte sombre. Ces roches apparaissent essentiellement comme des chloritoschistes où les niveaux ou passées détritiques (microconglomérats à galets de quartz) ne sont pas rares.

On y trouve cependant des niveaux à structure gneissique qui évoquent une roche basique intrusive: des minéraux sombres infracentimétriques se détachent du fond plus clair de la roche.

- Au microscope, on observe une structure lépidoblastique, à tendance noduleuse. Les minéraux sombres, en petits clastes ovoïdes, sont des paquets de phyllites (micas blancs et chlorites) rétro-morphosant d'anciens blastes (amphiboles?) Ils s'individualisent de fins niveaux de quartz, granoblastiques en mosaïque. Les minéraux accessoires sont la tourmaline en petits microclastes, ainsi que le zircon et l'apatite en grains très ténus.

L'état de déformation de la roche ne permet pas de savoir s'il s'agit d'un sédiment volcano-détritique ou d'une roche grenue ortho-dérivée, ultérieurement mylonitisée.

4/ 100 m de roches gris-verdâtre, plus ou moins schistosées, montrant localement des faciès détritiques évidents (microconglomérats à galets de quartz, schistes sombres "huileux");

5/ "Gneiss du Sapey" - 100 à 120 mètres ?

6/ Après une faille (N.10°-60°W.) viennent des leptynites (rubanées à leur base (R)) analogues aux léptynites des contreforts dominant le refuge de Pécllet-Polset. C'est de cet affleurement que provient l'échantillon à disthène, staurotide et grenat décrit p. 79.

7/ Ces roches sont stratigraphiquement surmontées par les quartzites blancs du Werfénien (affleurement découvert par J. SCHADE, en bordure du glacier de Gébroulaz, lors d'une tournée commune).

Cette coupe, se poursuit, à peu près identique à elle-même, tout au long de la bordure occidentale du glacier de Gébroulaz et jusqu'à la crête dominant le refuge du Saut. C'est au Mont du Vallon que le caractère intrusif des "Roches vertes" est le plus évident.

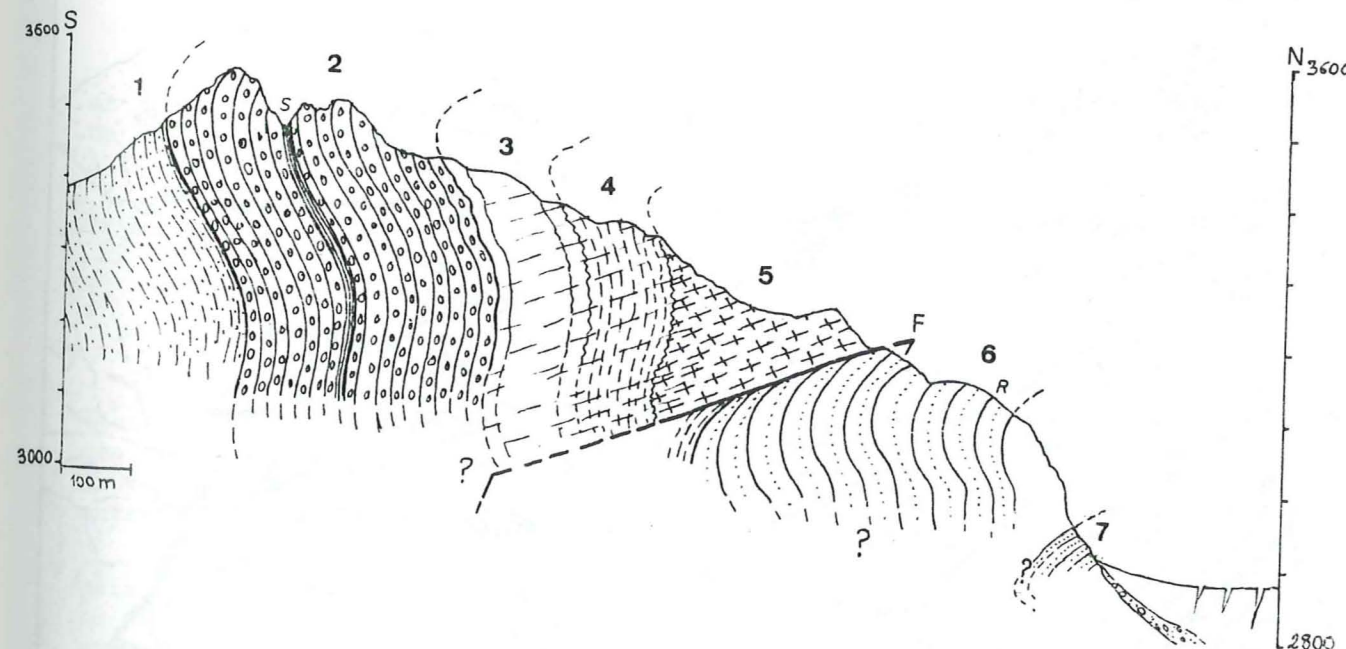


Fig.II.18: Coupe de l'arête de Pécllet: les numéros renvoient au texte.

II.3.1.5- Coupe du Mont Vallon

On y trouve d'Ouest en Est, la série renversée:

- schistes et grès gris houillers;
- stéphano-permien: alternances de conglomérats polygéniques et de grès plus ou moins schisteux verdâtres - 100 à 150 m -
- "roches vertes" 100 m environ;
- gneiss ocellés, au moins 200 m.

a) Contact schistes houillers / sédiments stéphano-permiens

La figure II.19 montre les modalités de ce contact en contrebas sud du Mont du Vallon. Malgré le léger rejeu de ce contact en faille, il semble bien que l'on soit ici en présence d'une surface stratigraphique discordante. Ce dispositif est plissée par des ondulations d'axes N 180° à N 10°, sub-horizontaux.

Les sédiments houillers sont en outre affectés de plis à grand rayon de courbure d'axes approximativement N 100° - 70° W, qui me semblent cachetés par les conglomérats.

Si l'on remet la surface de discordance (actuellement N 160° - 75°W) à l'horizontale, la direction de ces axes de plis anté-stéphano-permiens peut être estimée à N 60-65°.

Il s'agit du seul affleurement où j'ai pu déceler des plis attribuables à la phase "asturienne".

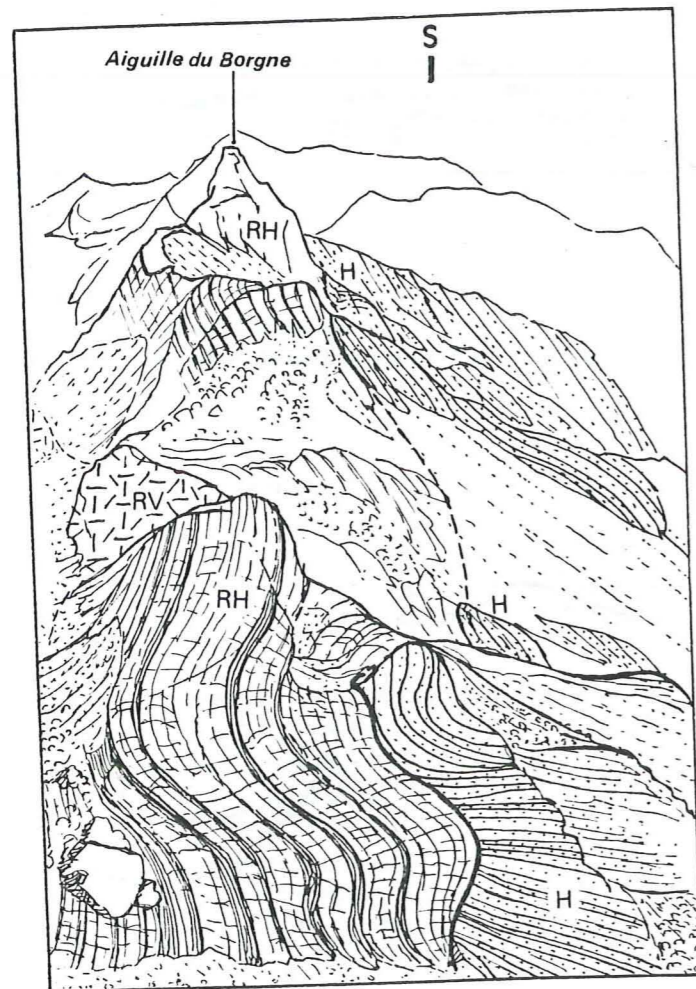


Fig.II.19: Discordance des conglomérats stéphano-permiens (RH) sur les grès et schistes houillers (H); la structure est reprise par les déformations alpines. Vue vers le Sud, depuis le sommet du Mont du Vallon. RV= roches vertes intrusives dans les conglomérats stéphano-permiens.

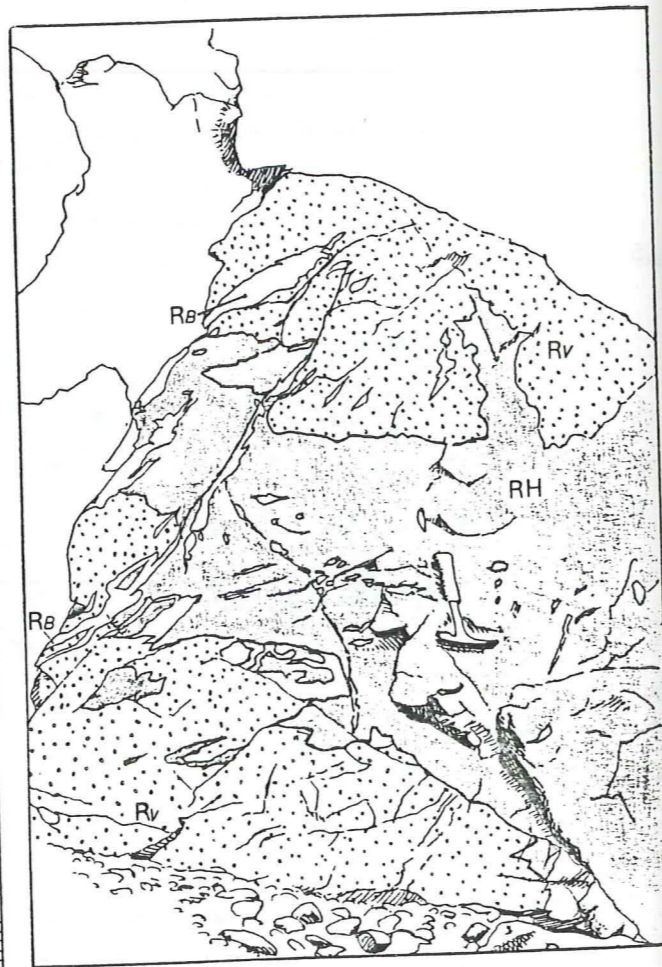


Fig.II.20: Roches vertes (RV) et roches blanches intrusives dans les schistes conglomératiques stéphano-permiens (RH). Affleurement situé en contrebas (SE) du Mont du Vallon.

b) Contact sédiments stéphano-permiens / roches vertes

Immédiatement à l'Est de l'affleurement décrit ci-dessus, nous avons pu constater que les roches vertes sont intrusives. Ces roches, associées à des filons de "roches blanches" traversent la partie sommitale (visible) des sédiments stéphano-permiens, recoupant localement les bancs à l'emporte pièce. Les "roches blanches" paraissent légèrement tardives (voir fig.II.20) Sur à peine quelques mètres, les schistes conglomératiques perdent leur litage sédimentaire pour acquérir une structure "fluidale". En quelques points du contact se développent de petits minéraux sombres, entièrement rétro-morphosés en paquets de chlorite. On décèle localement, au sein de la masse des "roches vertes", des "septa" de schistes stéphano-permiens.

Ces roches vertes se retrouvent encore au Plan des Génisses.

II.3.1.6- Coupe du Plan des Génisses

Ce promontoire qui domine à l'Ouest le refuge du Saut est hâché de nombreuses failles subméridiennes inverses, rendant impossible l'estimation des épaisseurs de terrain. Il a cependant l'avantage de présenter des faciès particuliers que j'ai attribués au Néopermien (voir carte et coupe de la figure II.21).

La série stratigraphique serait la suivante:

1/ Assise de Courchevel: conglomérat violacé à matrice peu abondante et à galets parfois de très grosse taille (inframétrique) de quartz teinté de rouge sang (hématite) et surtout de roches cristallines: gneiss oeilés à feldspaths potassiques, gneiss fins leucocrates, "leptynites" claires...

Ces galets sont très mal roulés, le plus souvent anguleux et assemblés de manière chaotique, ce qui semble traduire l'immaturation du dépôt.

2/ Roches vertes à affinités basiques

a) Versant oriental du Plan des Génisses

Elles y forment une bande continue, en contact le plus souvent tectonisé avec les quartzites werféniens qu'elles flanquent. Elles contiennent des minéralisations ankéritiques, brunes, de minces filonnets d'oligiste traversant aussi les sédiments stéphano-permiens, et de la galène argentifère autrefois exploitée (Mine du Saut).

La roche est massive, vert sombre, à texture le plus souvent fine, mais parfois franchement grenue. Un échantillon d'un faciès grenu montre au microscope une structure "tourbillonnaire". Les amas de chlorite verte englobent de gros grains d'ilménite, plus ou moins leucoxénisés. Le tissu de la roche est surtout formé de plages d'anciens feldspaths actuellement épigénisés presque totalement en un feutrage de séricite. Le quartz est peu abondant. La relative richesse de la roche en chlorite qui, manifestement s'est substituée à d'anciens minéraux ferromagnésiens (amphiboles vertes ?), et la présence d'ilménite indiquent ses affinités basiques. On sait que F. ELLENBERGER (1958) a interprété les roches équivalentes du Mont du Vallon comme des spilites. Lorsqu'elles ne sont pas franchement intrusives, comme au Plan des Génisses, on ne peut affirmer qu'il s'agit d'un matériel ortho-dérivé. Elles peuvent alors représenter d'anciens grauwackes.

b) A l'Est du point 2538

On trouve au sein des sédiments de l'Assise de Courchevel, des niveaux de chloritoschistes verts. Des passées finement détritiques indiquent qu'il s'agit ici probablement de matériel volcano-détritique.

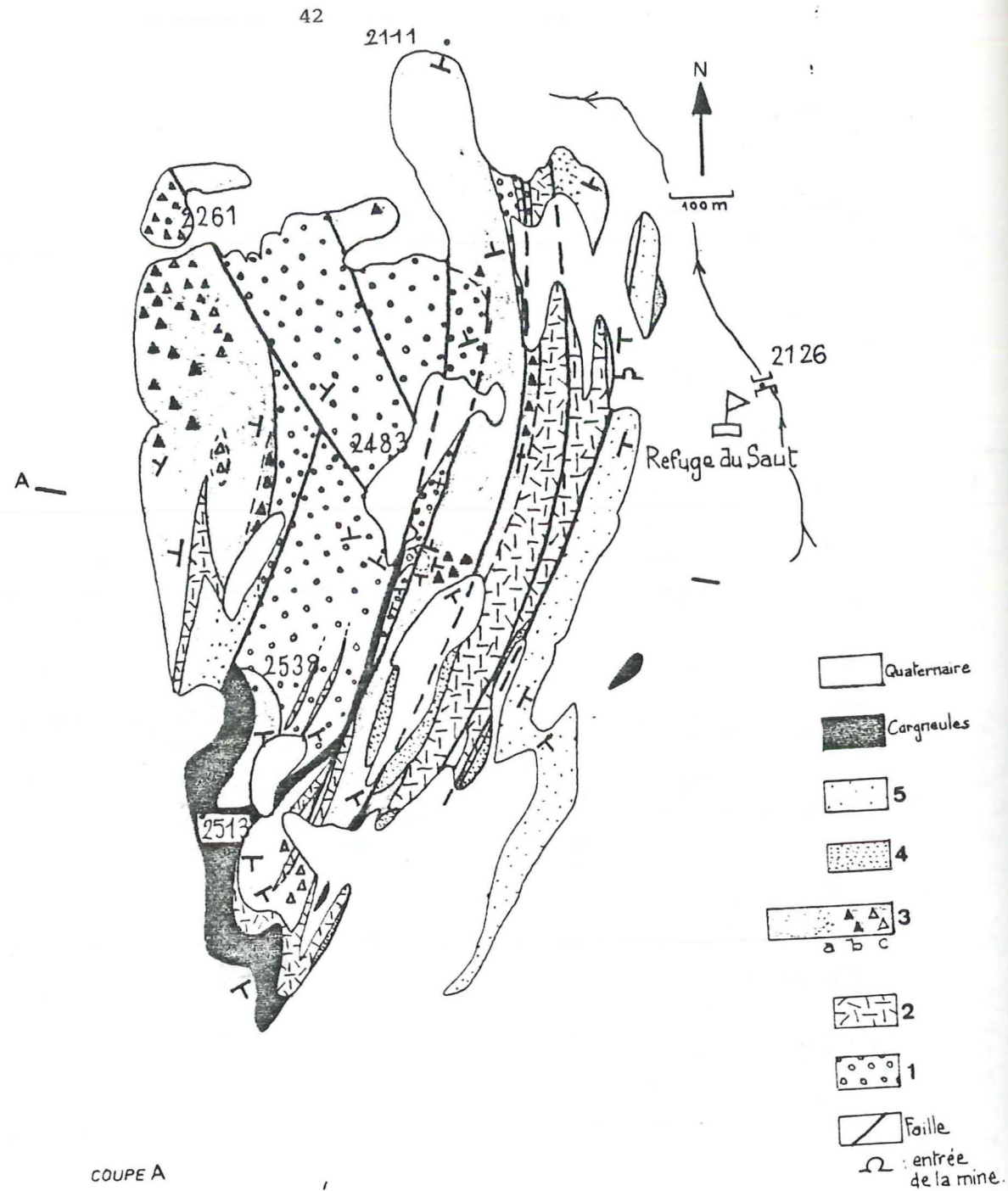


Fig.II.21: Carte et coupe du Plan des Génisses;
(Pour légende voir le texte p.41)

J'ai regroupé comme Néo-Permien un ensemble hétérogène de roches reposant soit sur les conglomérats, soit sur les roches vertes.

Le faciès le plus fréquent est un schiste verdâtre, peu chloriteux qui mime les roches vertes. Il s'en différencie cependant par des passées micro-conglomératiques à dragées de quartz rose, à imprégnations carbonatées. Y sont associés des grès fins, grisâtres (3a), des chlorito-schistes à galets anguleux de roches leptynitiques vert clair (3b) et des "Gneiss du Sapey reconstitués" (3c): ce faciès mime en effet à s'y méprendre les gneiss oeilés du Sapey: le chlorito-schiste se charge en galets mal roulés de feldspaths blancs, la matrice devient quasi inexistante. Mais la roche est encore ici chargée en dragées de quartz rose.

Tous ces faciès se présentent en niveaux discontinus, évoquant parfois des remplissages de chenaux. Ils passent progressivement vers le haut (extrémité Sud-Est) aux:

4/ Schistes sériciteux argentés clairs, à galets de quartz rose, ou versicolores du Permo-Trias;

5/ Quartzites blancs du Werfénien.

Le passage progressif de la formation 3 à la formation 4 (Permo-Trias) m'a conduit à dater la première du Néo-Permien. La formation 3 serait l'équivalent du "conglomérat du Saint-Bernard" (voir coupe du Sapey, fig. II.15). Elle semble, en effet, remanier des terrains plus anciens: roches vertes volcaniques, gneiss oeilés du Sapey (3 c) et faciès leptynitiques des "gneiss du Sapey" (3 b). Ceux-ci manquent sur cette coupe.

II.3.1.7- Coupe du Col de Chavière

La série renversée sur les écaïlles mésozoïques de l'accident Modane-Chavière appartient au flanc inverse de l'anticlinal du Lac Blanc. Les "Gneiss du Sapey" manquent et on trouve successivement d'Ouest en Est (voir fig.II.22): H: "Houiller": grès arkosiques gris, conglomérats à petits

galets de quartz blancs;

Stéphano-permien, 70 m:

1: schistes et conglomérats violacés à gros galets de quartz pourpre;

2: schistes sériciteux verts;

Permo-Trias, 20 m:

3: quartzites sériciteux argentés blancs;

4: quartzites phylliteux vert-clair;

5: quartzites à dragées de quartz roses, passant rapidement aux Quartzites blancs werféniens formant l'arête orientale du Col.

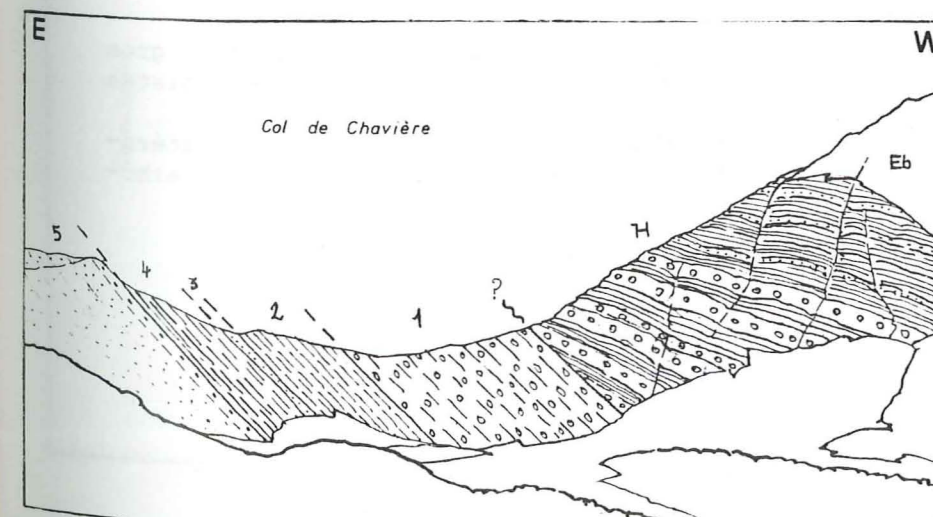


Fig.II.22:
Coupe du Col de Chavière,
vu depuis le Nord
H= Houiller;
1,2: Stéphano-Permien
3,4: Permo-Trias
5: Werfénien
(voir texte ci-dessus)

La troncature des grès houillers sous les conglomérats stéphano-permiens évoque à nouveau une discordance angulaire de ceux-ci sur ceux-là. Mais elle est peut être due en partie à un rabotage tectonique ultérieur. Cependant immédiatement au NNW du Col, cette discordance angulaire (10° environ) semble indiscutable (v. panorama PL.2) : la série est ici normale (flanc normal de l'anticlinal du Lac Blanc); les grès et conglomérats verts de l'Assise de Courchevel (≈ 120 m), discordants sur les grès gris houillers, sont mylonitisés, obliquement à la stratification, à leur partie sommitale. Ces "mylonito-schistes" sont surmontés par les "Gneiss du Sapey" (gneiss ocellés et leptynites) d'épaisseur ici réduite. Viennent ensuite quelques mètres de schistes sériciteux et de quartzites phylliteux permo-triasiques passant aux quartzites werféniens. Ces derniers occupent ici, le coeur d'un pli synclinal.

Plus au Nord, les conglomérats versicolores affleurent sporadiquement à la base des contreforts de Peclet-Polset. Ils sont de nouveau bien visibles en contrebas du Col du Soufre.

II.3.1.8- Coupe du Col du Soufre (voir fig.II.23)

Le sentier menant du Lac Blanc du Col du Soufre traverse d'abord les grès et schistes du Houiller (H), puis les couches versicolores de l'Assise de Courchevel (RH) qui atteignent ici une puissance de 150 m et montrent de bas en haut:

- 15 mètres de conglomérats à matrice verdâtre, à galets de quartz et de roches cristallines, formant une barre rocheuse de teinte claire;
- 5 à 10 mètres de schistes verdâtres, plus ou moins conglomératiques;
- 55 à 60 m de schistes et conglomérats violacés à galets de quartz pourpre;
- 70 m de conglomérats à matrice très schisteuse violacée, tendres.

Ces conglomérats forment une bande discontinue au pied de la Pointe des Fonds; ils y sont surmontés par les "Gneiss du Sapey": gneiss ocellés leucocrates ici fort peu épais (de 0 à 30 m) et "leptynites de Peclet-Polset".

II.3.1.9- Coupe du Roc des Eaux Noires (voir fig. II.24)

La série étant normale, on trouve de bas en haut:

1/ Houiller: conglomérats, grès et schistes gris, contenant dans les 50 derniers mètres des niveaux de schistes verdâtres (sv) annonçant les faciès versicolores du Stéphano-Permien. On retrouverait ici une zone de passage comparable à celle du Grand-Planay (voir II.3.1.2.);

2/ Stéphano-Permien, 20 à 30 m:

- à la base de quelques mètres de conglomérats polygéniques à gros galets de roches cristallines, avec quelques fins niveaux de schistes noirs;
- surmontés par 10 à 15 m de conglomérats schisteux violacés. Latéralement apparaissent, sous ces derniers, quelques mètres de grès arkoïques blancs (hors figure);

3/ Gneiss ocellés leucocrates, ici très minces, voire absents;

4/ Leptynites

5/ Calcaires et dolomies anisiens.

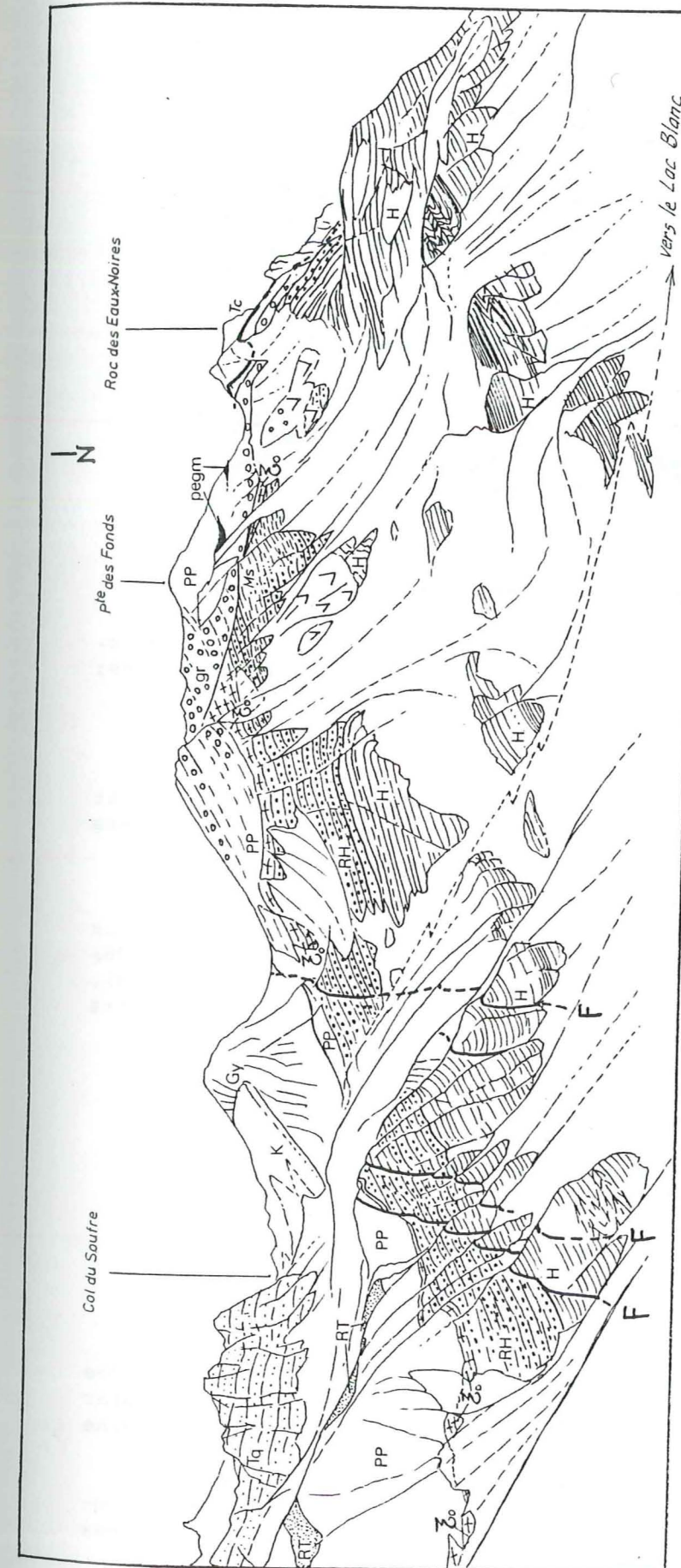


Fig.II.23: La pointe des Fonds et le Col du Soufre, vu depuis le pilier d'angle des contreforts de Pécliet-Polset. H: Grès et schistes houillers; RH: conglomérats et schistes stéphano-permiens; Co: Gneiss du Sapey; PP: leptynites de Pécliet-Polset; gr: leptynites à grenat; pgm: pegmatites à tourmaline; Rt: schistes permo-triasiques; Tq: quartzites werféniens; k: cagneules; Gy: gypses; Tc: calcaires anisiens; Ms: sédiments mylonitisés; F: failles.

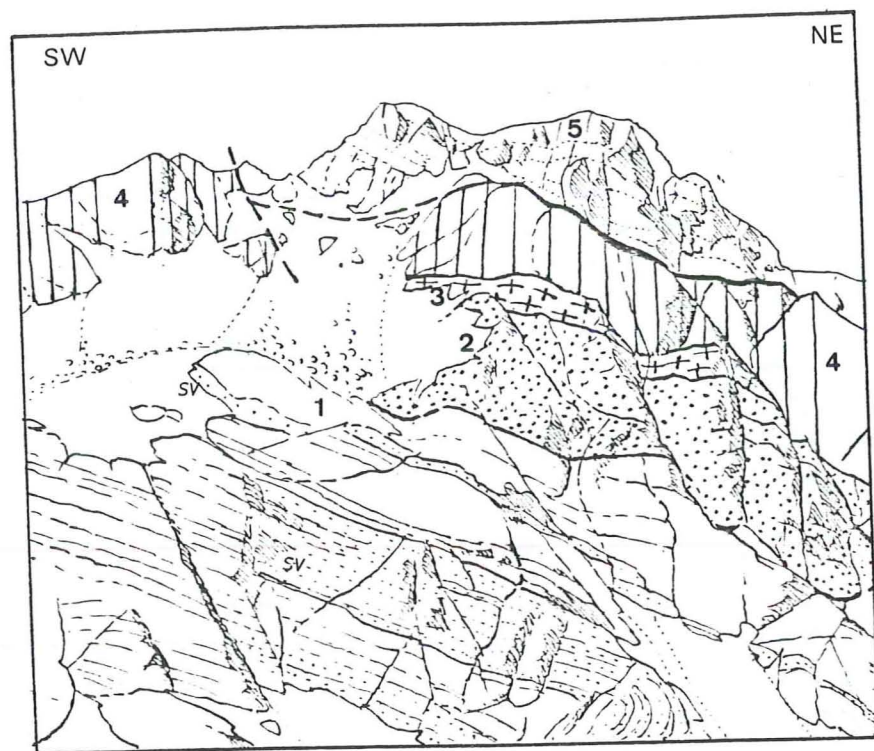


Fig.II.24: Coupe du Roc-des-Eaux Noires (versant Chavière) -voir texte.
1: Houiller; 2: Stéphano-Permien; 3: Gneiss ocellés du Sapey; 4: Leptynites;
5: Anisien. (sv: schistes Verts).

II.3.1.10- Le revers de Gébroulaz

Les roches moutonnées du Revers de Gébroulaz constituent un endroit privilégié pour l'étude du contact entre les sédiments stéphano-permiens et les gneiss du Sapey (voir fig.III.7 p.47).

On peut y décrire la coupe suivante:

- schistes conglomératiques violacés de l'Assise de Courchevel. Ils contiennent de rares niveaux finement détritiques de roches vertes (fig.II.26) et surtout des niveaux d'apparence filoniennes de roches blanches (fig.II.25), fort semblables aux filons quartzo-albitiques associés aux roches vertes basiques intrusives décrites au Mont du Vallon (voir fig. II.20).

Un échantillon de roche blanche montre au microscope une structure granolépido-blastique. Le quartz en mosaïque associé à des plagioclases altérés en séricite constitue les niveaux granoblastiques, individualisés de façon frustrée des niveaux lépidoblastiques constitués de phyllosilicates blancs et surtout de chlorite vert pâle. Des chlorites peuvent se présenter en petits amas lenticulaires parallèles à la foliation. Enfin, dans les niveaux granoblastiques on observe de rares petits clastes polygéniques (quartz et feldspaths) évoquant d'anciens galets.

Ces paraclastes indiqueraient donc que au moins une partie de ces niveaux quartzo-feldspathiques ont une origine détritique. A l'instar des roches vertes, ces niveaux représenteraient donc des matériels d'origine magmatique et volcano-détritique.

- Au dessus des sédiments viennent 40 à 50 m de gneiss ocellés leuocrates, localement associés, à leur partie sommitale à des roches blanches semblables à celles précédemment décrites.



Fig.II.25: Filons de roches blanches (RB) intrusives dans les conglomérats stéphano-permiens (RH): SSE du Lac Mont Coua (Revers de Gébroulaz).

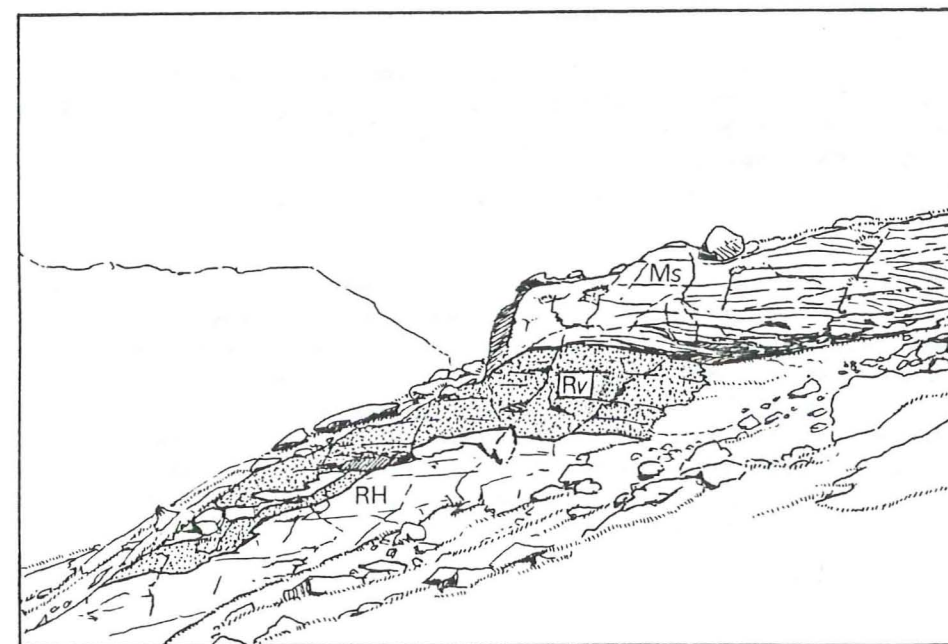


Fig.II.26: Niveau détritique de roches vertes d'affinité basique (RV) au sein des schistes conglomératiques stéphano-permiens (RH) Ms: les mêmes sédiments, mylonitisés au contact avec les gneiss ocellés du Sapey. NW du revers de Gébroulaz

- Viennent ensuite des "leptynites" schisteuses pouvant atteindre 50 mètres de puissance;

- Elles sont localement surmontées par des schistes sériciteux clairs à dragées de quartz rose, faciès typiques du Permo-Trias. Ils passent en continuité aux quartzites blancs werféniens.

II .3.2- CONCLUSIONS

A l'issue de la description de ces différentes coupes, nous sommes amenés à faire quelques remarques. (La corrélation des coupes est schématisée par la figure III.13 p.84).

II .3.2.1- Transgression de l'Assise de Courchevel

A l'échelle de notre terrain d'étude, elle se traduit par:

- un changement de la sédimentation: aux sédiments détritiques fins du Houiller succèdent des conglomérats à gros éléments de roches cristallines, faciès absent dans les sédiments houillers. Ces galets sont le plus souvent de grosse taille, parfois anguleux: leur source devait être fort proche (Plan de Génisses);

- des discordances angulaires locales, observées en trois points: col de Chavière, terminaison sud des contreforts de Pecllet-Polset et du Mont du Vallon. En ce dernier point, ont été relevés des plis cachetés par le dépôt des conglomérats de l'Assise de Courchevel;

- cependant, la tectonique "asturienne" semble avoir été modeste: sur la majorité des affleurements, l'Assise de Courchevel est en accordance avec les couches du Houiller. Le passage d'une formation à l'autre se fait de manière progressive (Grand Planay, Roc des Eaux Noires) ou plus brutale (Col du Soufre, synclinal de Gébroulaz).

II .3.2.2- Les roches vertes basiques

Nous avons vu qu'elles sont principalement localisées à la partie supérieure de l'Assise de Courchevel, sur la bordure occidentale du glacier de Gébroulaz et de sa moraine (de l'Aiguille de Pecllet au Mont du Vallon et au Plan des Génisses). Y sont associées des roches blanches, d'aspect filonien que l'on retrouve au revers de Gébroulaz; ce sont les "trondhjémites" de J. SHADE (1983).

Les roches vertes peuvent atteindre une épaisseur hectométrique, alors que les roches blanches apparaissent en niveaux d'extension très réduite. Ces deux types de roches sont localement nettement intrusives, mais présentent aussi des faciès détritiques. Cette dualité génétique est sans doute responsable des variations minéralogiques qu'elles présentent, comme l'indique le tableau de la figure II.27. Les teneurs localement fortes en quartz seraient alors dûes à des apports détritiques, mêlés à un matériel ortho-dérivé surtout riche en feldspaths et en ferromagnésiens en ce qui concerne les roches vertes.

	Quartz	Phengite	Fe.Ripidolite	Albite	K.Feldspath	Dolomite	Calcite
Roches vertes							
Col de la Tempête	26	7	32	24	0	9	2
Mont du Vallon	8	0	31	30	0	0	2
Mine du Saut	51	26	2	21	0	0	0
Roches blanches							
Col de la Tempête	51	1	0	48	0	0	0
Mont du Vallon	42	0	0	58	0	0	0

Fig.II.27: Compositions minéralogiques de roches vertes et de roches blanches associées de l'Assise de Courchevel (Bordure occidentale du Glacier de Gébroulaz). (Analyses semi-quantitatives par diffraction X J. SCHADE, inédit).

F. ELLENBERGER (1958) a interprété les roches vertes du Mont du Vallon comme des spilites: elles présentent en effet des affinités tholéiitiques et des anomalies sodiques déjà notées par J. FABRE (1961), et soulignés récemment par J. SCHADE (1983) par la typologie des zircons et par les diagrammes de HUGHES et ceux de MIYASHIRO. Elles s'apparentent donc aux autres roches basiques reconnues dans la zone houillère briançonnaise (voir les auteurs cités).

Par contre, de tels caractères les opposent aux microdiorites calco-alcalines de la zone houillère (P. PIANTONE, 1980), ainsi que, comme nous le verrons plus loin, aux "Gneiss du Sapey" comme l'a d'ailleurs souligné J. SCHADE (1983).

Les roches vertes ne semblent pas traverser les "Gneiss du Sapey" et seraient donc antérieures à la mise en place de ces derniers*. Nous reviendrons plus loin sur ce problème au troisième chapitre. Il faut cependant souligner que F. ELLENBERGER (1958) considère que ces roches basiques font partie de l'ensemble des "Gneiss du Sapey".

En tout état de cause, ces roches vertes trahissent une activité magmatique permienne, responsable de la mise en place de produits basiques, d'affinités tholéiitiques sous forme d'intrusions et de coulées dont le matériel a été remanié dans les sédiments de l'Assise de Courchevel.

II.3.2.3- Transgression néopermienne

Les schistes et les quartzites phylliteux du Néopermien + Permo-Trias sont transgressifs sur les formations antérieures: "Gneiss du Sapey" (gneiss ocellés et leptynites), Assise de Courchevel. Immédiatement au Nord de notre terrain, dans le massif de La Saulire, ils sont transgressifs avec une discordance angulaire de 10 à 15°, jusque sur les sédiments houillers (F. ELLENBERGER, p. 77-78 et J. FABRE p.98-100).

Du fait de la fréquente tectonisation alpine de ce contact, nous n'avons pas pu mettre en évidence de telles discordances angulaires (sauf celle, un peu particulière, relevée à Modane (voir ci-dessous).

* Cependant les roches blanches qui paraissent plus tardives (fig.II.20), semblent localement traverser les gneiss ocellés comme à la Pointe des Fonds (fig.III.9, p.73).

Localement à la base du Néopermien, s'intercalent des conglomérats grossiers: aux produits d'origine "lointaine" se mêlent des éléments d'origine locale, issus du démantèlement des "Gneiss du Sapey": conglomérats du St Bernard (coupe du Sapey) et conglomérats du Plan des Génisses (coupe du même nom).

F. ELLENBERGER indique que les conglomérats du St Bernard reposent sur les gneiss oeillés, avec une discordance angulaire de 90°: les conglomérats, faiblement pentés vers le Sud (30°) cachètent la foliation métamorphique localement verticale (N 70°-80°) des gneiss oeillés. Ceci nous semble d'une importance capitale pour la compréhension de l'histoire de ces gneiss: comme le souligne F. ELLENBERGER (1958) ceux-ci ont été pro parte, foliés avant les déformations alpines. Les galets de gneiss remaniés dans les conglomérats néopermiens présentent en effet des faciès "gneissifiés".

Il faut encore remarquer que les variations d'épaisseur des coupes décrites (voir fig.III.13) sont dues, outre l'érosion néopermienne:

- d'une part à la variation d'épaisseur des gneiss oeillés (de 0 à 400 m);
- d'autre part, à la variation d'épaisseur (sous l'ensemble des gneiss) de l'Assise de Courchevel: de 350 à 30 m.

Il paraît évident qu'une telle variation d'épaisseur doit être mise en relation avec la mise en place de l'ensemble des "Gneiss du Sapey" au sein de la série stéphano-permienne.

L'examen de ces roches surprenantes va nous aider à mieux cerner la nature de la tectonique "saalienne" dont la trace la plus claire reste la transgression néopermienne.

TROISIÈME CHAPITRE - LES GNEISS DU SAPEY

III.1- Introduction

III.2- Les gneiss au sens strict (gneiss oeillés leucocrates)

III.2.1- Fort du Sapey

III.2.1.1- Description des différents faciès

III.2.1.2- Contact avec les sédiments stéphano-permiens

III.2.1.3- Contact avec les sédiments néopermiens

III.2.1.4- Conclusion sur les gneiss oeillés du Fort du Sapey

III.2.2- Versant sud du dôme de Polset

III.2.2.1- Description des faciès

III.2.2.2- Contact avec les sédiments stéphano-permiens

III.2.3- Autres affleurements du pourtour du glacier de Gébroulaz

III.2.4- Le Revers de Gébroulaz

III.2.5- Conclusions sur les gneiss oeillés et leurs rapports avec les sédiments sous-jacents

III.3- Les Leptynites

III.3.1- Pointe des fonds

III.3.1.1- Coupe générale

III.3.1.2- Description des leptynites

III.3.2- Contreforts de Pecllet-Polset

III.3.2.1- Rebord sud

III.3.2.2- "Pilier d'angle" de Pecllet-Polset

III.3.3- Leptynites de Pecllet

III.3.4- Conclusions

III.3.4.1- Nouvelle définition des leptynites

III.3.4.2- Répartition cartographique et structurale

III.3.4.3- Lithologie

III.3.4.4- Caractère polymétamorphique

III.4- Conclusions générales - Hypothèses proposées

III.4.1- Coupe théorique du sommet du Paléozoïque du bord interne de la zone houillère

III.4.2- Rapports des "gneiss du Sapey" avec les sédiments sous-jacents et sus-jacents

III.4.3- Redéfinition des "gneiss du Sapey"

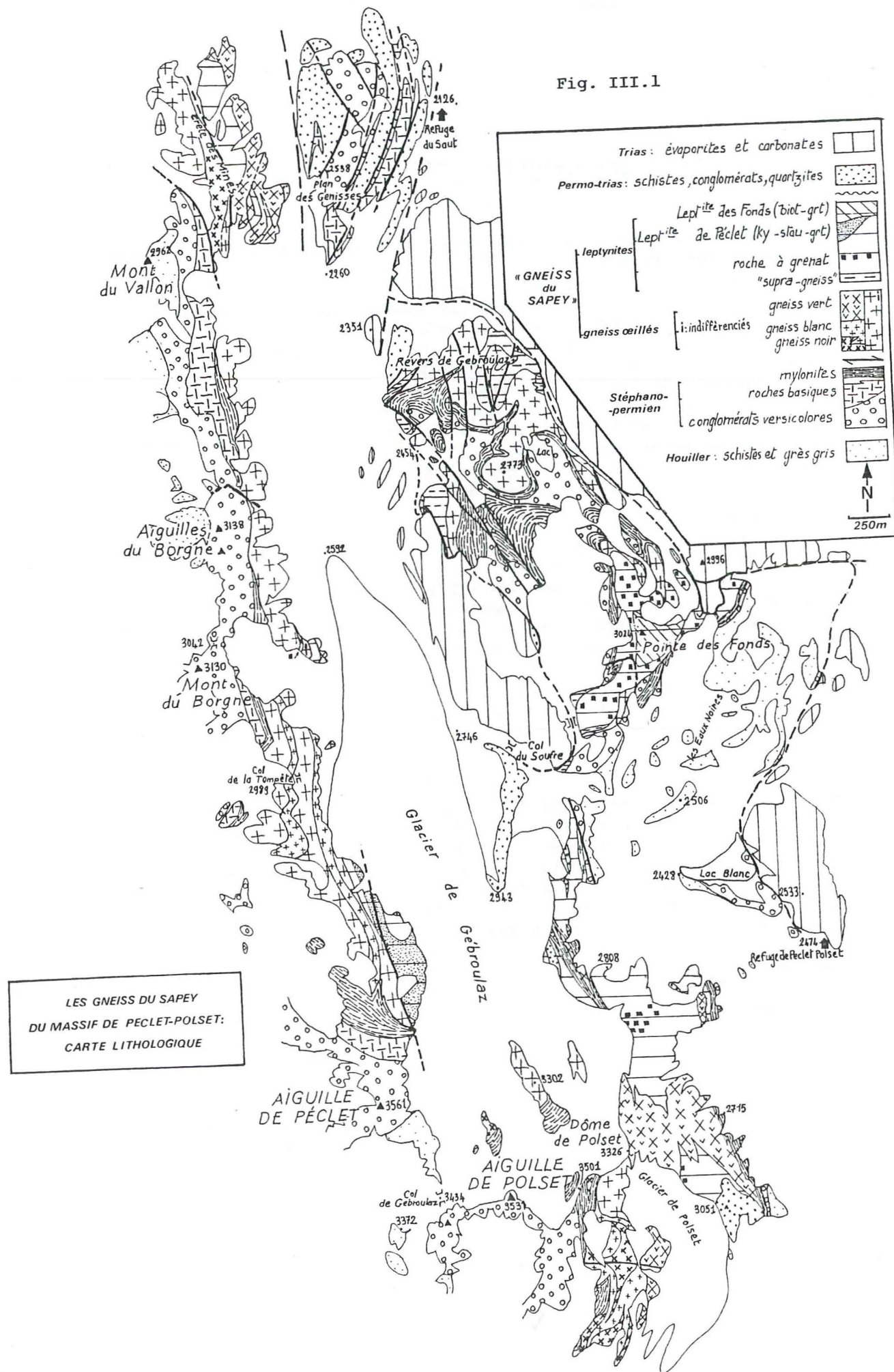
III.4.4- Le problème de l'âge des "gneiss du Sapey"

III.4.5- Evolution métamorphique des "gneiss du Sapey"

III.4.6- Spéculations sur la patrie d'origine des "gneiss du Sapey"

III.4.7- Modèle proposé

Fig. III.1



TROISIEME CHAPITRE LES GNEISS DU SAPEY

III.1- INTRODUCTION

Le terme "Gneiss du Sapey", crée par F. ELLENBERGER, désigne un ensemble hétérogène de roches (gneiss oeilés leucocrates, micaschistes, leptynites, granitoïdes, etc..) d'une épaisseur de quelques mètres ou de plusieurs centaines de mètres, caractérisées par:

- leur position structurale: elles appartiennent à la bordure interne de la zone houillère briançonnaise et jalonnent, de façon discontinue, le contact de celle-ci avec la zone Vanoise-Ambin sur plus de 50 km de long, depuis la vallée de l'Arc jusqu'aux abords du Ruitor (fig. I.4);

- leur position dans la série paléozoïque, examinée en détail par F. ELLENBERGER: elles "reposent" pratiquement toujours sur les sédiments stéphano-permiens de l'Assise de Courchevel, et sont surmontées par les sédiments du Permo-Trias transgressifs (ils apparaissent au sein des sédiments houillers en un seul point, non loin du Ruitor);

- un degré de métamorphisme et une déformation relativement intenses dont sont indemnes les sédiments sous-jacents et sus-jacents.

Au siècle dernier, l'origine de ces roches a fait l'objet de controverses parfois très vives; on y a reconnu tout à tour du matériel d'un socle anté-houiller (Ch. LORY), le résultat du métamorphisme alpin de sédiments permien (P. TERMIER), ou encore des produits, pour une part d'origine éruptive, permien (D. ZACCAGNA) (voir in F. ELLENBERGER, 1958).

F. ELLENBERGER (1958, 1966) est conduit à l'hypothèse d'une migmatisation médiopermienne, par métasomatose des sédiments stéphano-permiens. Cette migmatisation serait péné-contemporaine de la phase "saalienne" qui se manifeste en outre par un certain magmatisme dans la zone houillère (J. FABRE, 1961; PIANTONE, 1980; J. SCHADE, 1983). L'âge permien des "Gneiss du Sapey" étant admis, de nombreux auteurs ont souligné les analogies chimiques que présentent ceux-ci avec les produits magmatiques de certains niveaux des séries paléozoïques du Briançonnais interne, analogies constituant un des arguments en faveur de l'âge permien de ces niveaux:

- P. VIALON (1966) pour le massif de Dora Maira (porphyroïdes de l'ensemble de Dronero);
- M. GAY (1970-72) pour le massif d'Ambin (leptynites du groupe d'Ambin);
- R. LEFEVRE et M. MICHARD (1976) pour la bande d'Acceglio.

Mais il faut noter que ces analogies chimiques peuvent être étendues à la presque totalité du matériel magmatique permo-carbonifère (préssumé ou daté) de l'ensemble des Alpes d'Europe Occidentale, matériel le plus souvent acide et calco-alcalin, par exemple, les microdiorites de la zone houillère (P. PIANTONE, 1980), les "bésimaudites" des Alpes ligures (A. GUILLAUME, 1969), les "porphyres" des Alpes méridionales (C. ANDREATTA, 1959).

Cependant, divers auteurs, tout en acceptant l'âge permien des "gneiss du Sapey", ont mis en doute leur origine migmatitique, qui semble incompatible avec l'existence d'un volcanisme contemporain (P. VIALON, 1967 et M. GAY, 1971). Il s'agirait plutôt d'un matériel effusif (AMSTUTZ in P. VIALON 1967), ou de laccolithes de granitoïdes (J. DEBELMAS, 1980). Ph. THELIN, 1982, dans son étude des gneiss de la nappe du Saint-Bernard, voit dans les faciès ocellés leucocrates des "gneiss du Sapey" (étudiés ici à titre comparatif), un granite porphyroïde hypovolcanique alcalin, d'âge permien présumé.

Les "gneiss du Sapey" ont en outre fait l'objet d'études géochronologiques:

- J. BOCQUET et al. (1974): datations sur micas blancs d'un gneiss ocellé provenant du promontoire du Sapey (Fort du Replaton); trois âges ont été obtenus: 265 MA \pm 11 (Permien) sur une muscovite,

62 MA \pm 2 (Eocène) sur une phengite qui apparaît donc alpine,

213 MA \pm 8 (Trias), cet âge étant certainement dû à la mauvaise séparation des deux micas blancs;

- R. CHESSEX et al. (1966): datation par la méthode Plomb total sur zircon: 423 MA (Silurien). La roche hôte n'est malheureusement pas décrite.

Notre étude sur ces roches s'est limitée à une cartographie précise des différents faciès, complétée par des examens microscopiques, pour essayer de déterminer:

- 1: la lithologie originelle de ce matériel actuellement très déformé;
- 2: la nature du contact entre les sédiments stéphano-permiens et ces gneiss.

Le problème le plus troublant reste la situation paradoxale de roches apparemment affectées d'un métamorphisme et d'une déformation intenses "reposant" sur une série sédimentaire peu déformée et peu métamorphique.

Or l'intensité de ce métamorphisme polyphasé est soulignée par la découverte d'une paragenèse ancienne à disthène-staurotide-grenat, dans une variété de "gneiss du Sapey", ayant dès lors une histoire plus complexe que les sédiments aujourd'hui sous-jacents (G. DETRAZ et al., en préparation).

De plus, nous n'avons pas souvent observé, de façon démonstrative, un passage progressif à partir des sédiments, vers des leptynites, puis des gneiss ocellés, et enfin aux granitoïdes, tel que le décrit F. ELLENBERGER (1958). Le trait marquant nous semble être souvent un contact brutal et schistosé entre les sédiments stéphano-permiens et les "gneiss du Sapey".

Dans ce qui suit, je décrirais les "gneiss du Sapey" à partir d'affleurements significatifs, ainsi que leurs rapports avec les sédiments sous-jacents et sus-jacents. Pour la clarté du texte, j'ai séparé les gneiss au sens strict (gneiss ocellés leucocrates) des "leptynites": comme nous le verrons, ces deux sous-unités présentent des différences lithologiques importantes, qui me semblent justifier cette subdivision.

La répartition de ces deux sous-unités est indiquée par la figure III.1 (massif de Péclat-Polset) et la figure III.2 (massif du Sapey). On constate que les leptynites, absentes au Sapey et présentant une forte épaisseur dans le massif de Péclat-Polset, sont, à de rares exceptions près, situées au-dessus des gneiss ocellés.

III.2 - LES GNEISS AU SENS STRICT (GNEISS OCELLÉS LEUCOCRATES)

III.2.1- FORT DU SAPEY

Nous avons déjà décrit la coupe du Sapey (fig. II.15) d'accès aisé: Les gneiss ocellés, de faciès variés, forment une dalle dont l'épaisseur décroît rapidement du Sud au Nord, jusqu'aux Charmettes, pour reprendre une forte épaisseur en rive ouest du vallon de Polset (environ 350 m).

Les différents faciès s'organisent suivant une structure parallèle à la foliation, d'intensité très variable, qui les affecte: celle-ci varie de N 60° pentée SE dans la partie orientale à N 120° pentée NW dans la partie occidentale (voir carte fig. III.2 et fig. III.1).

Les gneiss se présentent comme des panneaux plus ou moins lenticulaires, de largeur généralement plurihectométrique (fig. III.2), constitués d'un matériel massif et largement grenu qui contraste avec le matériel très laminé des niveaux qui les séparent.

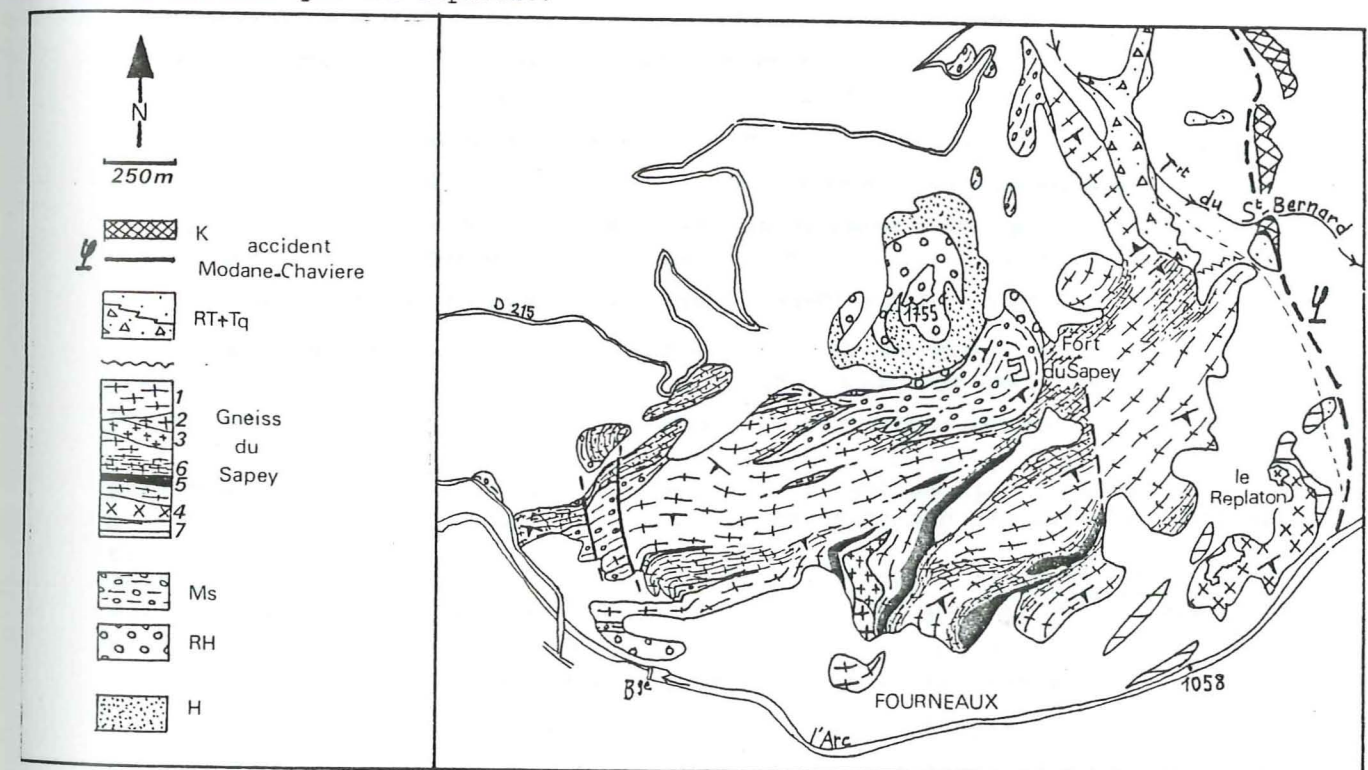


Fig. III.2: Massif du Sapey: carte de faciès des gneiss ocellés

H: Houiller; RH: Stéphano-permien; Ms: Sédiments mylonitisés; Rt+Tq: Néopermian; Permos-Trias et Werfénien; K: cargneules. Pour les gneiss voir le texte.

III.2.1.1. Description des différents faciès (les numéros renvoient à la légende de la fig. III.2)

Faciès 1 - C'est le type le plus courant des gneiss du Sapey

Macroscopie: Structure macro-mégaclastique: grands feldspaths potassiques (maclés Carlsbad) blancs, subautomorphes ou ovalisés ("yeux") (taille 8 cm d'arête). Ces mégaclastes sont le plus souvent presque jointifs; la

matrice, peu abondante, est constituée de microclastes de quartz bleutés et d'un feutrage chloriteux vert. On observe parfois des lamelles de muscovite "fraîche", très différentes des enduits de fins micas blancs, abondants dans les faciès plus déformés.

Microscopie

a/ Les mégaclastes perthitiques de feldspaths potassiques sont généralement polycristallins monogéniques peu altérés. Ils contiennent des inclusions:

- . inclusions de plagioclases subidiomorphes, partiellement résorbés, à frange albitique. Ces plagioclases contiennent eux-mêmes de fines paillettes de micas blancs (inclusions, altérations ?) absentes dans la frange albitique.

- . inclusions de quartz en individus monocristallins, xénomorphes (à contours arrondis).

b/ La matrice:

- . petits "mégaclastes" de quartz xénomorphes, généralement polycristallins;

- . plagioclases plus ou moins saussuritisés, subidiomorphes à xénomorphes;

- . paquets de chlorite verte + opaque (oxydes de fer), flexueux (anciennes biotites rétro-morphosées);

- . paquets de muscovite limpide, altérée sur les bordures.

c/ Autres minéraux plus rares:

- . amphiboles bleues (riébeckite-crossite) apparemment post-cinématiques (en rosettes) le plus souvent à halo de chlorite verte (rétromorphose);

- . petits clastes d'apatite xénomorphe associés aux paquets chloriteux;

- . stilpnomélanes en fines rosettes, post cinématiques, relativement abondant, localement chloritisé;

- . calcite tardive recristallisée.

Faciès 2 - Au-dessus de Fourneaux (voir fig. III.3) affleure une roche à structure non orientée.

Macroscopie: Structure porphyroïde: les mégaclastes de K-feldspaths sont distribués de manière équante dans une matrice sombre dans laquelle on devine:

- des microclastes arrondis de quartz bleutés;
- des clastes de minéraux blanc-vert d'aspect "cireux";
- feutrage phylliteux brun-vert.

Microscopie

a/ Les mégaclastes perthitiques de feldspaths sont pratiquement idiomorphes, et peu déformés.

Inclusions:

- . plagioclases idiomorphes à subidiomorphes sans orientation préférentielle. Certains sont intacts, d'autres "rongés" par le K-feldspath-hôte. Ils possèdent une frange albitique à extinction uniforme sur tout le pourtour et sont parfois entourés d'une couronne irrégulière de quartz, à extinction uniforme. Ce quartz peut se résoudre en "gouttes" arrondies dans le K-feldspath - hôte.

Les plagioclases contiennent à leur tour des inclusions (ou altérations?) de micas blancs.

a) en fines paillettes subidiomorphes plus ou moins parallèles aux clivages du plagioclase. Halos d'altération périphériques en séricite;

b) en individus xénomorphes (rares);

c) en baguettes trapues jointives de muscovite: le plagioclase a été totalement "muscovitisé", encore reconnaissable par la forme du cristal pseudomorphosé (rares).

Ces inclusions de micas blancs sont absentes dans la frange d'albite périphérique.

- . Autres inclusions dans le mégaclaste de K-feldspath ;

- . quartz monocristallin xénomorphes parfois en gouttes arrondies, ou faiblement idiomorphes (sub-hexagonal);

- . rares inclusions de muscovite très "rongée", monocristalline.

b/ La matrice: elle apparaît légèrement déformée:

- . quartz: mégaclastes rarement monocristallins, à contours (sub-hexagonaux ?) arrondis, le plus souvent polycristallins en mosaïque; inclusions de zircon;

- . plagioclases: clastes plus ou moins altérés en séricite;

- . paquets de micas blancs (muscovite ?) rétro-morphosés en chlorite très pâle;

- . rares amphiboles bleues post-cinématiques, partiellement rétro-morphosées en chlorite verte;

- . petites esquilles de carbonates tardivement recristallisés.

Faciès 3 - Associé au précédent (Fig.III.3) on trouve une roche légèrement orientée, à structure grenue, granoblastique, isogranulaire: feldspaths, quartz et minéraux sombres.

Ce faciès correspond à l'échantillon de la Planche 10.5 de F. ELLENBERGER (1958). D'après cet auteur, les feldspaths sont probablement des plagioclases et les minéraux sombres des biotites plus ou moins chloritisées.

Faciès 4 - Le Fort du Replaton repose sur une butte isolée du reste du massif du Sapey, formée d'un gneiss fin à patine sombre.

Macroscopie

Structure granolépido-blastique à mégaclastique; des feldspaths généralement de petite taille (sauf sous les batiments mêmes du Fort) sont moulés dans une matrice où les quartz bleutés abondent dans un fond phylliteux verdâtre.

Microscopie

Les mégaclastes sont des plagioclases plus ou moins rétro-morphosés en un fin feutrage de séricite et de calcite qui a localement recristallisé tardivement; les clastes de quartz, xénomorphes se présentent en lentilles polycristallines dont les éléments exhibent une extinction onduleuse. Les niveaux lépidoblastiques sont constitués de biotite le plus souvent altérée en chlorite vert-pâle et de grands micas blancs limpides (muscovite?) Enfin, du stilpnomélanes, abondant, se présentent en rosettes post-cinématiques, issues du métamorphisme alpin.

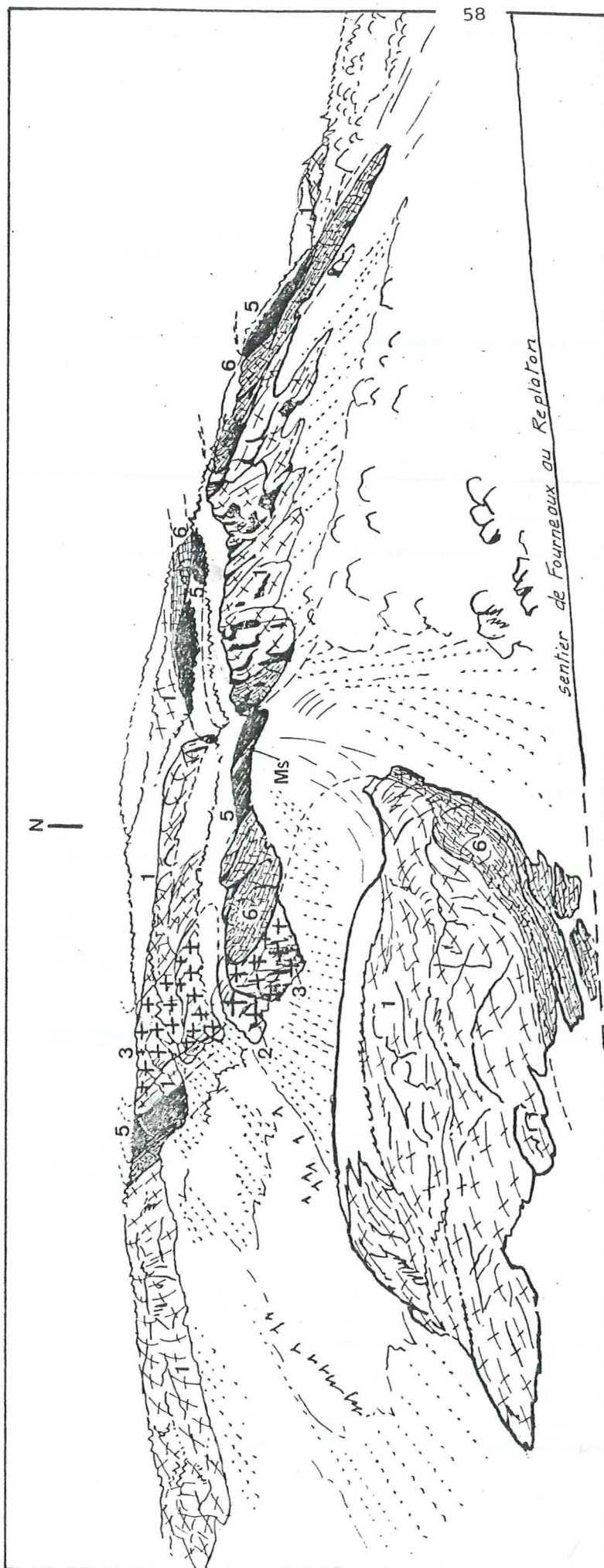


Fig. III.3: Versant sud du massif du Sapey: les principaux faciès des gneiss ocellés

- 1: gneiss ocellé à méga-cristaux de feldspath potassique
 2: roche à structure porphyroïde, à méga-cristaux de feldspath potassique;
 3: roche à structure grenue, isogranulaire: quartz, plagioclase et biotite;
 5: mylonites;
 6: faciès intermédiaire entre les mylonites (5) et les autres faciès
 Ms: sédiments coincés dans les bandes mylonitiques (stéphano-permiens ?)

Ces quatre faciès constituent les "panneaux" évoqués précédemment; ceux-ci sont séparés par des bandes de roches beaucoup plus foliées.

Faciès 5 - Le coeur de ces bandes est formé de roches présentant une foliation serrée, bien réglée. La roche, très claire ou sombre, à grain fin, est formée d'alternances de lits phylliteux et de lits quartzo-feldspathiques contenant parfois des clastes ocellés de petite taille (\rightarrow 2 cm).

Microscopie

Structure granolépidoblastique fortement orientée:

. Rares microclastes de quartz xénomorphe polycristallin. Le quartz présente un degré de "restauration" avancée: il est recristallisé en sous-grains disposés parfois en rubans minces.

. Clastes de plagioclases séricitisés (à coeur localement préservé). Ces clastes sont ré-orientés dans la foliation, matérialisée par des lits de fins micas blancs (phengite ?) et par des lits de quartz en mosaïque.

Les rares reliques de biotite observées dans les faciès précédents ("panneaux") sont ici absentes.

Faciès 6 - Les bordures de ces bandes montrent un passage progressif entre les faciès 1 et les faciès mylonitiques 5. Macroscopiquement, la foliation des gneiss (faciès 1) s'accuse, les mégaclastes de feldspaths sont "étirés", le grain de la roche devient plus fin.

Microscopiquement

Les mégaclastes de K-feldspath sont xénomorphes, fracturés (fractures remplies de quartz polycristallin). Les clastes de quartz xénomorphes, à extinction roulante, acquièrent une forme lenticulaire puis montrent un début de restauration (recristallisation en petits individus engrenés en mosaïque).

Les plagioclases sont plus ou moins altérés (séricite).

. Paquets de chlorite + opaques, associés à des microclastes d'apatite;

. Stilpnomélane post-cinématique.

Il faut noter que l'on trouve localement, dans les bandes mylonitiques, des micaschistes sombres, à éclat huileux, à cachet sédimentaire (voir sur figure III.3, où ils sont notés Ms): ce sont les septas sédimentaires de F. ELLENBERGER, 1958 (p.88), affleurant particulièrement bien près du Fort du Replaton.

Faciès 7 - La dépression isolant le Fort du Replaton est en effet déterminée par la présence d'une bande de roches schisteuses, relativement tendres. Ce sont des schistes verdâtres, parfois très micacés, localement rubanés à clastes ovalisés de quartz ou de feldspaths. Sur le versant est du Replaton, ils sont associés à des niveaux de schistes noirs ou vert sombre, manifestement sédimentaires.

Microscopie

Structure lépidoblastique orientée où alternent des "lits quartzo-feldspathiques et des "lits" phylliteux:

1/ Lits quartzo-feldspathiques: quartz polycristallins en lentilles, ou rubans, contenant des clastes feldspathiques: ceux-ci montrent parfois une partie centrale rarement monocristalline et des queues de recristallisation. Ils peuvent être aussi tronçonnés (fragments alignés dans la foliation, séparés par une fine mosaïque de quartz).

2/ Lits phylliteux, micas blancs de petite taille (phengite) + chlorite (rare) + séricite.

3/ Des rosettes de stilpnomélane parsèment la roche: le stilpnomélane est localement chloritisé.

III.2.1.2. Contact avec les sédiments stéphano-permiens

Le Sapey ne constitue pas un secteur privilégié pour l'étude de ce contact, en raison du couvert végétal, du degré d'altération des affleurements et de la reprise de ce contact par les déformations alpines. Nous avons déjà noté (coupe du Sapey, p. 35) qu'à l'approche des gneiss, les sédiments stéphano-permiens acquièrent des traces de déformations plus intenses que dans le reste de la zone houillère.

Ils sont ici pincés dans les gneiss: le contact dessine des zig-zags recoupés par la route stratégique du Fort du Sapey (carte de la Fig. III.2). Il est donc parfois difficile de faire la part du Stéphane-permien et des gneiss ocellés. F. ELLENBERGER y voit ainsi un passage progressif d'un faciès à l'autre. Cependant, il me semble qu'il a sous-estimé l'intensité de la déformation qui affecte les deux faciès et qui apparaît comme caractéristique de ce contact.

Les sédiments stéphano-permiens: ils sont encore reconnaissables au Fort du Sapey, puis acquièrent une foliation marquée: la grosseur du grain de la roche diminue, les galets sont étirés dans une matrice schisteuse (faciès notés Ms).

Au Microscope

Structure granoblastique mylonitique.

Clastes de petites tailles polycristallins:

. soit monogéniques: quartz globulaire avec queues de recristallisation, plagioclases séricitisés;

. soit polygéniques: quartz + plagioclases; il pourrait s'agir de paraclasses (anciens galets), mais le degré de déformation n'interdit pas qu'il puisse s'agir d'anciens orthoclasses plagioclasiques pénétrés par les minéraux (quartz) de la matrice puis recristallisés. Matrice: mosaïque de quartz recristallisé + paquets de chlorite + opaque.

Les gneiss ocellés sont aussi très déformés, et prennent le faciès 6 ou encore celui de mylonites quartzo-feldspathiques blanches, sans phyllites.

Les pincées de sédiments se retrouvent dans la partie SW du massif, orientées parallèlement aux bandes mylonitiques; les matériels sédimentaire et gneissique y sont moins déformés et les contacts relativement nets.

Nous verrons dans le chapitre consacré à la tectonique alpine qu'au Fort annexe du Sapey (pt. 1775) les schistes houillers et stéphano-permiens sont affectés de plis d'axes transversaux synschisteux. Mais cette schistosité (clivage par pli-fracture) est sans commune mesure avec la foliation mylonitique développée au contact ou dans les "bandes" (faciès 5).

III.2.1.3 - Contact avec les sédiments néopermiens

Il a déjà été décrit (coupe du Sapey): "les conglomérats néopermiens du St Bernard" faiblement pentés au Sud sont surmontés par les gneiss (la série est renversée) dont la foliation est subverticale ou fortement pentée au SE.

Cette foliation ne se poursuit pas dans les conglomérats néopermiens qui la cachent, et qui remanient d'ailleurs les gneiss sous forme de galets de roches déjà foliées, "gneissifiées".

III.2.1.4 - Conclusion sur les gneiss ocellés du Fort du Sapey

1) Dans ce chapitre nous avons distingué différents faciès au sein des gneiss ocellés. Nous avons montré qu'ils s'organisent selon une géométrie relativement simple: des panneaux à matériel largement grenu sont séparés par des niveaux à matériel très déformé. L'examen des limites de ces panneaux indique un passage rapide mais progressif d'un matériel à l'autre. Ces niveaux apparaissent ainsi comme des zones mylonitiques formées au sein, et aux dépens, des gneiss largement grenus.

Cette mylonitisation se traduit, à l'échelle méso-microscopique (c'est à dire à celle de l'affleurement) par une foliation serrée, régulière, plus intense que la foliation affectant le matériel des panneaux. Elle est responsable de la diminution du grain de la roche par l'étirement, l'accentuation de la lenticularisation des mégaclastes de feldspaths, la flexuration et la recristallisation en mosaïque des clastes de quartz, la flexuration et la rétro-morphose, en fins phyllosilicates, de la biotite et de la muscovite, partiellement préservés dans le matériel grenu.

Dans ces bandes mylonitiques, sont également engagés des sédiments eux aussi plus ou moins déformés, dans lesquels on reconnaît localement (partie SW) les conglomérats polygéniques stéphano-permiens. L'origine des sédiments, lorsqu'ils sont intensément mylonitisés, reste cependant problématique (faciès 7).

Enfin cette mylonitisation se manifeste au contact entre les gneiss ocellés et les sédiments stéphano-permiens. Du fait de l'intense déformation, il est difficile de préciser, dans ce secteur, si les gneiss sont génétiquement liés ou non aux sédiments. Mais le fait même de cette incertitude nous semble capital. Cette déformation mylonitique paraît caractéristique de ce contact; nous allons le vérifier lors de l'examen d'autres affleurements (voir plus haut).

2) L'autre élément d'importance capitale, déjà mis en évidence par F. ELLENBERGER, est la discordance des conglomérats du Saint-Bernard d'âge néopermien, sur des roches préalablement déformées: ces conglomérats

recoupent la foliation des gneiss et remanient des faciès foliés. Mes observations à l'échelle mégascopique vont dans le même sens que cette observation ponctuelle: la structuration kilométrique des gneiss en panneaux à matériel largement grenu, et en niveaux mylonitiques est comme cachetée par les sédiments néopermiens et permo-triasiques, comme cela est bien visible tout au long du versant oriental du promontoire du Sapey.

Puisque des pincées de sédiments stéphano-permiens sont engagées dans les bandes mylonitiques, la foliation des gneiss oeillés date, au moins pour une part, du Permien "moyen".

3) Quant au matériel qui est à l'origine des gneiss oeillés, je n'ai eu à ma disposition, pour m'en faire une idée, que des critères structuraux et texturaux.

Les observations structurales semblent indiquer que les gneiss oeillés et la plupart des faciès mylonitiques dérivent de la déformation de granitoïdes dont le faciès 2 et le faciès 3 constituent les rares reliques.

De plus, nous n'avons jamais pu identifier de façon certaine, des reliques de textures sédimentaires au sein des gneiss oeillés. Les clastes de quartz bleuté, opalescent et de taille constante, se différencient nettement des galets de quartz blanc et de taille très variable, des conglomérats stéphano-permiens. Dans les faciès les moins déformés, ces clastes apparaissent comme des individus monocristallins de forme globulaire et présentent parfois des faces concaves évoquant les golfes de corrosion des quartz rhyolitiques. Je n'ai jamais identifié de façon certaine des paraclasses (anciens galets), c'est-à-dire des clastes polycristallins polygéniques (à quartz + feldspath par exemple), montrant des survivances de xénomorphie originelle. Dans les faciès très déformés, les structures originelles ont été le plus souvent oblitérées. La mylonitisation conduit à la formation d'agrégats polygéniques par tronçonnement des feldspaths et recristallisation du quartz. Il devient alors pratiquement impossible de savoir si de tels agrégats dérivent de galets polygéniques (de roches quartzo-feldspathiques), ou de feldspath (magmatique ?) intergranulé avec du quartz (magmatique ?). Notons enfin que les mégaclastes de feldspaths potassiques dérivent ou sont (faciès 2) des entités monocristallines d'origine magmatique, qui au cours de leur évolution magmatique et deutérique, ont englobé du plagioclase, du quartz, de la muscovite, représentant peut-être des minéraux d'une première génération magmatique.

Je suis donc plutôt enclin à voir dans les gneiss oeillés un matériel ortho-dérivé et donc sans lien génétique, avec les sédiments stéphano-permiens sur lesquels ils reposent tectoniquement. Cette indépendance génétique et la nature tectonique du contact gneiss du Sapey - sédiments sont, semble-t-il, confirmés par l'examen des affleurements décrits plus bas.

Il faut cependant noter que F. ELLENBERGER (1958, p.92) signale la présence d'enclaves de 5 à 50cm de long, formées de "gneiss leptyniques finement lités" dans les granitoïdes porphyriques (faciès 2) que nous n'avons pas retrouvées. L'auteur interprète ces enclaves comme du matériel sédimentaire stéphano-permien, incomplètement migmatisé, ce qui confirmerait le caractère para-dérivé des granitoïdes. On ne peut pourtant pas écarter l'hypothèse selon laquelle ces enclaves représenteraient des portions d'un matériel "encaissant" assimilées dans un magma lors de sa montée ou de sa mise en place.

Signalons enfin que les variations d'intensité de la déformation permienne ne rendent compte que "pro-parte" de l'hétérogénéité des gneiss oeillés. A degré plus ou moins égal de déformation, on peut différencier des roches à textures et minéralogies variées:

- des "granitoïdes porphyriques" riches en feldspaths potassique: faciès 2;
- des "granitoïdes grenus" riches en plagioclases: faciès 3;
- des roches à texture intermédiaire, riches en quartz et pauvres en feldspaths potassiques: faciès 4 du Replaton.

III.2.2- VERSANT SUD DU DOME DE POLSET

Celui-ci fournit une bonne coupe des "Gneiss du Sapey" affleurant sur plus de 650 mètres d'épaisseur, dans le flanc inverse du synclinal de Gébroulaz (fig. III.4). Il est affecté par une faille à composante apparente senestre.

III.2.2.1- Description des faciès (coupes sériées de la fig.III.5)

On y distingue trois types de gneiss oeillés:

- Les "gneiss verts" (notés $\bar{\zeta} v$), identiques aux gneiss (faciès 1) du massif du Sapey. Ils forment ici la base des ressauts rocheux sur environ 200 m d'épaisseur.

Le reste de la coupe montre l'alternance de gneiss très clairs, leucocrates ("gneiss blancs" notés $\bar{\zeta} b$) et de gneiss sombres (noirs) (notés $\bar{\zeta} n$).

- Les "gneiss blancs" ($\bar{\zeta} b$): roche à structure granolépido-blastique à grain relativement fin. Les clastes (centimétriques) ovalisés se localisent dans les niveaux quartzo-feldspathiques plus ou moins individualisés des niveaux phylliteux (micas blancs).

Microscopie

Les clastes sont des quartz en lentilles polycristallines, entourés d'une fine mosaïque de quartz engrenés associés à des plages sériciteuses (anciens feldspaths). Les lits phylliteux sont formés de paquets flexueux de micas blancs limpides (phengite ou muscovite) et de rares chlorites vert-pâle qui semblent rétro-morphoser de la biotite (reliques identifiables rares). Des apatites brisées se localisent dans ces niveaux.

On observe ainsi quelques amphiboles bleues (riébeckite-crossite) alpines, plus ou moins chloritisées.

- Les "gneiss noirs" ($\bar{\zeta} n$): à structure mégaclastique; les gros clastes blancs de feldspaths, plus ou moins réorientés dans la foliation sont moulés par une matrice phylliteuse sombre.

Microscopie

Les clastes ovalisés, xénomorphes sont plus ou moins altérés (séricite) suivant les lames examinées. Ce sont des plagioclases, contrairement aux gneiss verts.

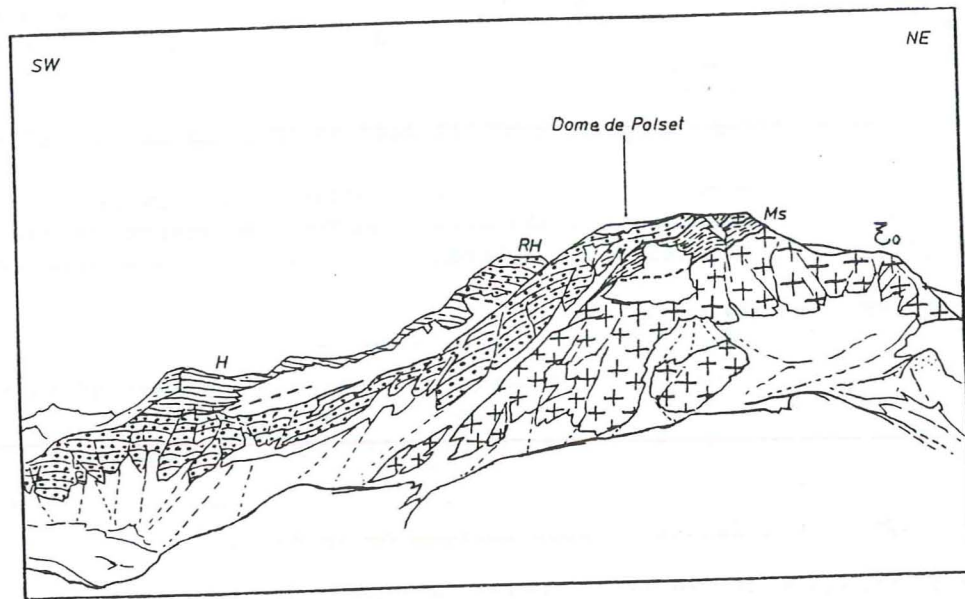


Fig.III.4 : Le versant sud du Dôme de Polset (flanc inverse du synclinal de Gébroulaz)
 H: Houiller; RH: Stéphano-permien; Ms: Sédiments mylonitisés;
 Z₀: gneiss ocellés (voir fig.III.5)
 (D'après un cliché pris depuis le Col du Ravin Noir)

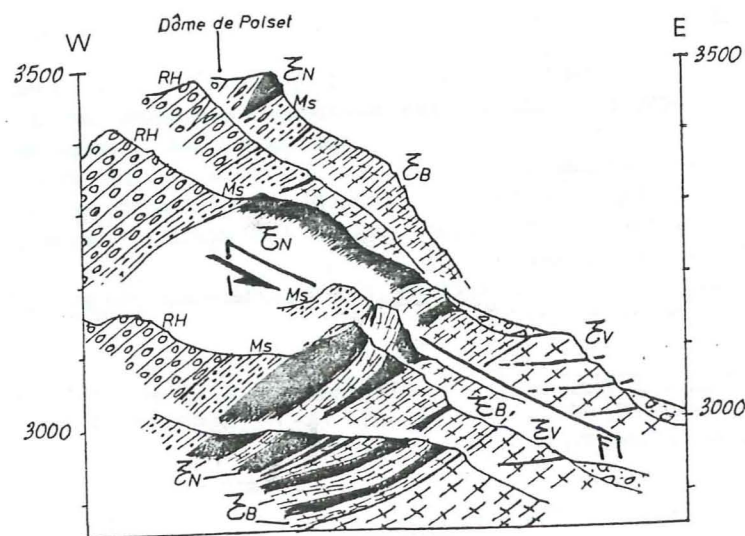


Fig.III.5: Coupes séries dans le versant sud du Dôme de Polset (voir fig.III.4)
 Z_v: gneiss vert; Z_B: gneiss blanc; Z_N: gneiss noir
 F: faille à composante apparente senestre

. Le quartz relativement abondant se présente en lentilles polycristallines plus ou moins allongées, passant à des rubans à structure en mosaïque. La matrice phylliteuse (micas blancs + chlorite) est riche en minéraux opaques responsables de la couleur sombre de la roche.

. Le stilpnomélane est relativement abondant.

Les différences lithologiques entre ces deux faciès se retrouvent dans leur minéralogie (voir tableau ci-dessous - fig. III.6):

- Les "gneiss verts" (les plus courants) sont moins riches en quartz que les autres faciès;

- Les "gneiss noirs" ne contiennent pas de feldspaths potassiques.

	Quartz	Phengite	Fe-ripidolite	Albite	K-feldspath	Dolomite	Calcite
Gneiss blancs:							
Aiguille du Borgne	40	10	0	35	14	0	0
Dôme de Polset	40	14	0	25	21	0	0
Col de la Tempête	43	10	0	27	20	0	0
Gneiss noirs:							
Crête des Mines	40	18	0	41	0	0	0
Îlot W du glacier	42	34	2	23	0	0	0
Gneiss verts:							
Dôme de Polset	30	24	0	25	21	0	0
Sommet de la Saulire	34	15	0	37	16	0	0

Fig.III.6: Composition minéralogique de trois variétés de gneiss ocellés du Sapey (pourtour du glacier de Gébroulaz). Analyse semi-quantitative par diffraction X: J. SCHADE (inédit)
 les gneiss de la Saulire affleurent sous l'ensemble carbonaté triasique de la Croix du Verdon-voir fig.I.4).

III.2.2.2 - Contact avec les sédiments stéphano-permiens

De même qu'au Sapey (et partout où nous l'avons observé), il est caractérisé par l'intense foliation des roches à son approche.

- Les conglomérats et les schistes acquièrent, sur 30 à 50 m d'épaisseur, une foliation marquée, subparallèle au contact sédiments - gneiss ocellés.

Elle se traduit par une diminution de la taille du grain de la roche (dans le cas des conglomérats) et surtout par le développement de phyllites qui ont tendance à se disposer en plages centimétriques ovoïdes (déstabilisation de galets feldspathiques ?). Ces faciès mylonitiques sont notés Ms).

Microscopie

Structure granolépido-blastique; les rubans ou lentilles de quartz recristallisé en sous-grain, englobent de petits clastes de plagioclases peu altérés, mais brisés. Les lits phylliteux, minces et discontinus, constituent une trame lâche (micas blancs plus ou moins séricités et chlorite vert pâle), ou localement des paquets flexueux plus ou moins réorientés dans la foliation. Des carbonates en petites plages automorphes (post-cinématiques) parsèment la lame.

Le cachet sédimentaire des échantillons à l'échelle microscopique disparaît en lame mince.

- Dans les gneiss noirs (ici au contact) la déformation se traduit par l'étirement hétérogène du matériel. Les clastes de feldspaths légèrement réorientés dans la foliation voisinent avec des clastes étirés en lentilles ou en minces rubans.

Au contact même (sur quelques mètres) il est impossible de faire la différence entre sédiments et gneiss: la mylonitisation intense conduit à l'homogénéisation des faciès.

III.2.3 - AUTRES AFFLEUREMENTS DU POURTOUR DU GLACIER DE GÉBROULAZ (fig.III.1)

On y retrouve partout les trois faciès de gneiss ocellés décrits ci-dessus:

a/ En bordure occidentale du glacier (arêtes de Pécelet et du Borgne) on remarque l'alternance des trois faciès: la patine claire des "gneiss blancs" tranche dans le paysage, sur les autres faciès plus sombres. Près du Col de la Tempête, en bordure du glacier, a été localisé par J. SHADE, un affleurement de "gneiss blanc" peu déformé: les mégasclastes de K-feldspaths, maclés Carlsbad et parfaitement automorphes, sont distribués de façon isotrope, à peine réorientés dans une matrice quartzo-plagioclasique micacée.

Au microscope, on retrouve des structures identiques à celles observées dans les gneiss verts (faciès 1) du Sapéy.

. Les clastes de K-feldspaths contiennent des inclusions de plagioclases à franges périphériques albitiques, de quartz en goutte (à contours arrondis) ou en individus subidiomorphes, de muscovite plus ou moins résorbée.

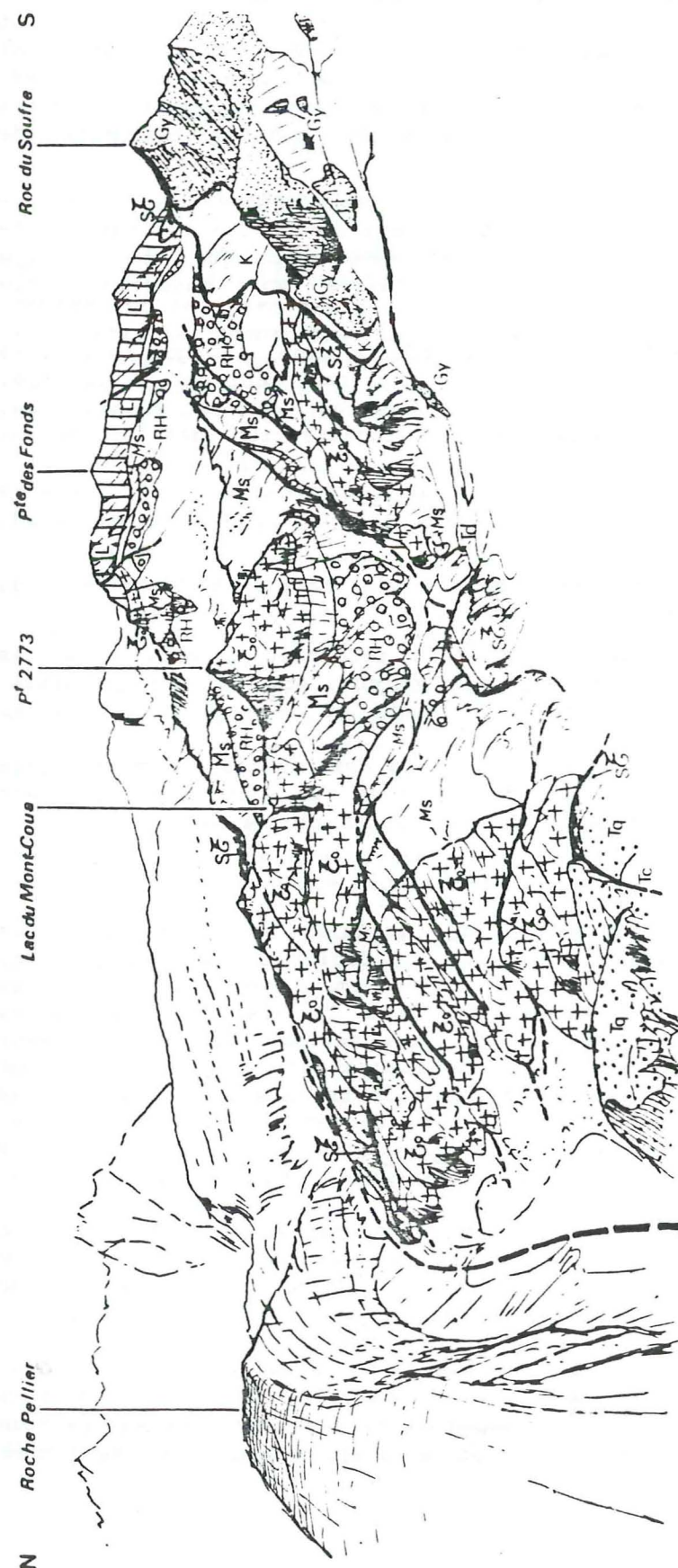
. Les petits clastes de quartz sont xénomorphes polycristallins à extinction roulante.

. Les plagioclases se présentent soit en petits individus assez frais, soit en grandes plages plus ou moins séricitisées.

. Les paquets de micas (muscovite, chlorite) sont altérés à leurs bordures.

b/ Crête des Mines: Située à l'extrémité Nord du terrain étudié, la crête elle-même est formée de "gneiss noirs", la base orientale de la falaise est formée de "gneiss verts", analogues à ceux décrits précédemment.

Il faut noter qu'au milieu de cette falaise s'intercale un niveau de "leptynites", sans doute à la faveur d'un accident manifestement tardif, fait d'une faille subméridienne se raccordant à un faisceau de failles de même orientation, qui semblent se suivre depuis le sommet du glacier de Gébroulaz jusqu'au Col du Fruit. Ces roches,



- Gy, K : gypses et cargneules
 Tc, Td : calcaires et dolomies du Trias
 Tq : Quartzites du Werfénien
 L : Leptynites
 sC : roches "supra-gneiss"
 Co : gneiss ocellés leucocrates
 Ms : sédiments mylonitisés
 RH : sédiments st. haut-permiens

Fig. III.7: Le Revers de gébroulaz, vu depuis le Mont du Vallon

qui nous intéresseront plus loin, apparaissent localement étroitement intriquées avec les gneiss ocellés, dans la bordure occidentale du glacier de Gébroulaz (voir Fig.III.11).

c/ Contreforts de Pécelet-Polset (voir panorama Pl.2) : Ils dominent le refuge du même nom. Les leptynites, abondantes, y reposent le plus souvent sur les gneiss ocellés dont l'épaisseur varie considérablement d'un point à l'autre: absents près du Col de Chavière, ils atteignent plusieurs centaines de mètres de puissance légèrement plus au Nord, et sont réduits à 30 mètres environ au "pilier d'angle" central. La base des contreforts permet de voir et même de toucher leur contact avec les sédiments sous-jacents:

. Les conglomérats et les schistes stéphano-permiens se "transforment" à leur partie sommitale, sur 10 à 15 m d'épaisseur: les teintes versicolores virent au verdâtre ou gris-sâle en même temps que se développe la foliation, oblique sur les couches sédimentaires (voir panorama partie sud).

Or ici, malgré cette foliation, qui affecte aussi les gneiss ocellés mais de manière moins sensible, le contact est parfaitement net et tranché. Comme je l'ai signalé plus haut, les leptynites (qui pour F. ELLENBERGER, représentent un terme intermédiaire de la migmatisation des sédiments) ne sont pas localisées entre les sédiments et les gneiss ocellés, mais au-dessus de ces derniers. Ceci est d'ailleurs général sur l'ensemble des affleurements observés sur le terrain étudié (voir fig.III.1 et aussi fig.II.18 et II.24, par exemple).

L'augmentation de l'intensité de la déformation à l'approche du contact s'observe au microscope:

- à quelques mètres du contact, on reconnaît encore, dans les sédiments des paraclastes (anciens galets) polygéniques (quartz et feldspaths) dans une matrice constituée de quartz en mosaïque et de fins micas blancs,

- à quelques centimètres du contact, la destruction mylonitique est telle que les galets ne sont plus identifiables. La roche prend l'aspect d'un quartzite légèrement phylliteux, recristallisé et réorienté.

III.2.4 - LE REVERS DE GEBROULAZ (voir fig. III.7)

La coupe synthétique du Revers de Gébroulaz a été décrite plus haut (p.65). Les gneiss ocellés y présentent un faciès un peu particulier, limité au Revers, à la Pointe des Fonds, à l'extrémité Nord des contreforts de Pécelet-Polset. Ils atteignent au maximum 50 m d'épaisseur. Les clastes de feldspaths potassiques sont moulés par une matrice qui a localement un aspect chlorito-schisteux, où les quartz bleutés sont absents. L'aspect "ortho-gneissique" est ici moins évident qu'ailleurs. Les chlorito-schistes qui les surmontent, à cachet métasédimentaire restent d'origine douteuse: ils n'évoquent pas les sédiments stéphano-permiens. Je les ai rapprochés du niveau basal des "leptynites de la Pointe des Fonds" (voir p. 71).

Le contact sédiments stéphano-permiens/gneiss ocellés se suit parfaitement bien sur l'ensemble du Revers de Gébroulaz (qui constitue en fait le secteur idéal pour l'observation de ce contact), en particulier autour du Lac du Mont-Coua et à la base de la butte témoin (point 2773) de gneiss ocellés, (fig.III.7). Il est partout caractérisé par la foliation des sédiments et du matériel gneissique. Dans les gneiss ocellés, les mégaclastes étirés s'individualisent mal de leur matrice. Dans les sédiments se développe une intense schistosité accompagnée de leur décoloration (virage des teintes violacées au gris-vert sale) et de l'apparition dans les faciès

les plus schisteux de phyllosilicates conférant à la roche un aspect luisant. Les galets se "fondent" dans leur matrice. Localement le contact est jalonné d'exsudats de quartz, ce qui est un cas unique sur notre terrain*.

III.2.5 - CONCLUSIONS SUR LES GNEISS OEILLES ET LEURS RAPPORTS AVEC LES SEDIMENTS SOUS-JACENTS

A l'issue de ces observations et interprétations partielles, nous sommes amenés à faire quelques remarques.

1- Les premières portent sur la nature du contact entre les gneiss ocellés et les sédiments stéphano-permiens. Comme F. ELLENBERGER, 1958, l'a montré, les "gneiss du Sapey" ne sont pas sous les sédiments; ils n'en constituent pas le substratum. Ils ne les traversent pas non plus comme pourraient le faire des filons intrusifs. Les "gneiss du Sapey" se présentent au contraire comme une dalle massive, d'épaisseur variable, reposant sur les sédiments. Nous précisons ici que ce sont presque toujours les gneiss ocellés, c'est-à-dire une des variétés de l'ensemble des "gneiss du Sapey" qui sont en contact avec les sédiments.

Ce contact nous a paru généralement caractérisé par une déformation intense qui apparaît surtout sensible dans les sédiments. A l'approche des gneiss ocellés, ces derniers montrent les traces d'une mylonitisation croissante affectant une tranche de roches d'épaisseur plurimétrique à pluridécimétrique. Nous avons décrit plus haut comment se manifeste cette mylonitisation, tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle microscopique. Ces déformations conduisent localement à une homogénéisation des matériels affectés: il est alors difficile de tracer une limite précise entre ce qui est manifestement sédimentaire et ce qui est un gneiss ocellé laminé. Cependant, ce contact est parfois net, tranché, bien que toujours caractérisé par la foliation mylonitique (base des contreforts de Pécelet-Polset).

Ce contact tectonique a pu être daté de l'époque médiopermienne, au Sapey, d'après des arguments géométriques. Sur d'autres affleurements son âge anté-alpin a été déduit de façon moins directe:

- les conglomérats néopermiens du Plan des Génisses, homologues de ceux du Saint-Bernard, remanient des roches déjà foliées (gneiss leptynites voir paragraphe II.3.1.6.);

- la foliation développée au contact entre les gneiss ocellés et les sédiments stéphano-permiens est crénulée par les schistosités alpines reconnues sur notre secteur d'étude (voir 4ème Chapitre).

2- Le deuxième type de remarque porte sur les gneiss ocellés eux-mêmes. Du fait de la nature tectonique du contact gneiss/sédiments, une éventuelle formation des gneiss ocellés à partir des sédiments est difficile à préciser. Il faut remarquer que les variations lithologiques que présentent les gneiss ocellés (voir ci-dessous), ne semblent pas refléter celles du matériel sous-jacent: dans les secteurs du Dôme de Polset et des contreforts de Pécelet-Polset, les "gneiss verts", les "gneiss noirs" et les "gneiss blancs", de composition minéralogique sensiblement différente (fig.III.6),

* La schistosité mylonitique jalonne le contact entre les gneiss ocellés et les sédiments stéphano-permiens; les schistosités alpines, au contraire, affectent aussi bien les sédiments non foliés, le matériel gneissique et la zone mylonitisée.

sont indifféremment en contact avec les sédiments stéphano-permiens qui ne présentent pas, à première vue, de variations lithologiques correspondantes. Mais ceci est également vrai, lorsque les gneiss ocellés reposent sur les roches vertes intrusives dans ces sédiments (Arêtes de Pécllet, Mont du Vallon). Selon l'hypothèse migmatitique, les gneiss ocellés devraient présenter ici une lithologie et des caractères minéralogiques particuliers, tels que de plus fortes teneurs en ferromagnésiens et en plagioclases, ou de faibles teneurs en feldspaths potassiques, reflétant ainsi la minéralogie des roches vertes.

- Les gneiss ocellés apparaissent donc comme un matériel génétiquement indépendant des sédiments sur lesquels ils reposent tectoniquement.

Ph. THELIN (1982) a montré, sur la base de critères structuraux, minéralogiques et géochimiques, que ce sont des orthogneiss, dérivant de granites acides, vraisemblablement sub-volcaniques. Ce matériel originel était sans doute hétérogène: on trouve sur notre terrain de rares reliques de roches isogranulaires (faciès 4 du Sapey), voisinant avec des roches porphyroïdes (faciès 2 du Sapey, "gneiss blanc" du Col de la Tempête).

Les faciès largement ocellés, les plus "typiques" et de loin les plus abondants, paraissent dériver de tels "granitoïdes porphyroïdes". J'y ai distingué plusieurs faciès d'après leurs aspects macroscopiques. Cette distinction semble correspondre à des critères objectifs, de composition minéralogique (fig.III.6).

De telles variations reflètent sans doute le fait que les "gneiss ocellés" ne dérivent pas seulement de granites alcalins ou calco-alcalins (P. VIALON-1966, M. GAY-1970, Ph. THELIN-1982), mais aussi de roches moins "acides" (granodiorite ?) comme l'indique l'absence de feldspath potassique dans certains faciès (gneiss noirs). Des analyses chimiques seront nécessaires pour savoir si ces différents magmas originels appartiennent, ou non, à une lignée magmatique unique.

III.3 - LES LEPTYNITES

Les leviers m'ont amené à subdiviser l'ensemble des "gneiss du Sapey" en deux sous-unités: les gneiss ocellés leucocrates et les "leptynites". En effet, ces dernières présentent des caractères lithologiques, un aspect macroscopique qui les différencient nettement des gneiss ocellés:

- texture beaucoup plus fine, du fait de l'absence de grosses entités ocellées;
- un aspect massif, à première vue homogène;
- une teinte généralement vert sombre.

Elles s'en différencient, en outre, par des caractères texturaux et minéralogiques qui trahissent, nous allons le voir, une composition originelle bien différente de celle des gneiss ocellés: elles apparaissent essentiellement comme un ensemble de roches para-dérivées.

Elles se localisent presque exclusivement au-dessus des gneiss ocellés. Absentes au Sapey (absence à l'origine ou érosion néopermienne?), elles prennent un fort développement sur le pourtour du glacier de Gébroulaz, en particulier dans les contreforts de Pécllet-Polset et dans les arêtes de Pécllet (fig.III.1).

III.3.1 - POINTE DES FONDS (voir carte, fig.III.8 et coupes fig.III.9) - (voir aussi fig.II.23)

III.3.1.1 - Coupe générale

Les sédiments stéphano-permiens, foliés à leur partie sommitale, sont surmontés par un niveau mince et discontinu de "gneiss ocellés", associés à des "filons" de roches leucocrates (coupes C, E et surtout F: fig.III.9), analogues à ceux décrits au Revers de Gébroulaz (fig.III.25).

La disposition des leptynites, roches beaucoup plus massives reposant de façon brutale sur les termes précédents, évoque une klippe. Cette impression est renforcée par le fait que le contact sédiments/gneiss ocellés est localement "tronqué" par la surface de la base des leptynites (fig.II.23). (Notons que l'épaisseur des sédiments stéphano-permiens diminue rapidement d'Ouest en Est: 150 m au Col de l'Infernet, 20 m sous le Roc des Eaux Noires). Les leptynites sont surmontées, en contact anormal, par les calcaires anisiens (Tc) du Roc des Eaux-Noires: nous sommes dans le flanc normal de l'anticlinal du Lac Blanc.

III.3.1.2 - Description des leptynites

On peut y distinguer macroscopiquement plusieurs faciès (les numéros renvoient à la légende de la carte, fig.III.8):

- 1: Roches "supra-gneiss" visibles au Col de l'Infernet;
- 2: Le faciès le plus classique des leptynites: roches dures, verdâtres, à grain fin, à patine le plus souvent sombre, huileuse. Elles sont localement rubanées, parfois micaschisteuses;
- 3: Micascistes à grenat;
- 4: Au sommet de la Pointe des Fonds: roche grenue, claire, à patine vert-sale, traversée de filons pegmatitiques à tourmaline;
- R.V: Niveau le plus important de "roches vertes" (métabasites).

La figure III.9 montre huit coupes de détail (notées de A à H), levées à la Pointe des Fonds. Malgré le métamorphisme des leptynites, leur examen macroscopique permet de se faire une idée de leur lithologie originelle.

Le niveau 1 a été baptisé "supra-gneiss" (s \bar{Z}): ce sont des chlorito-schistes qui apparaissent toujours associés aux gneiss ocellés de la Pointe des Fonds et du Revers de Gébroulaz. Il semble caractérisé par sa richesse en tourmaline: sur la coupe A, les chlorito-schistes sont traversés de minces filonnets de tourmalinite. Plus au Sud, ils contiennent des "nodules" de tourmaline parfois visible à l'oeil nu.

Microscope

Structure grano-lepidoblastique.

Les fins niveaux phylliteux (micas blancs, chlorites) ondulés alternent avec des niveaux granoblastiques (quartz, feldspaths séricitisés, lamelles de chlorite). Certains clastes montrent une texture plus largement grenue: ils sont alors polygéniques (quartz + microcline + plagioclase) et pourraient alors représenter d'anciens galets (?).

Les clastes de tourmaline jaune-brunâtre à verdâtre, disloqués et étirés peuvent atteindre 3mm de long.

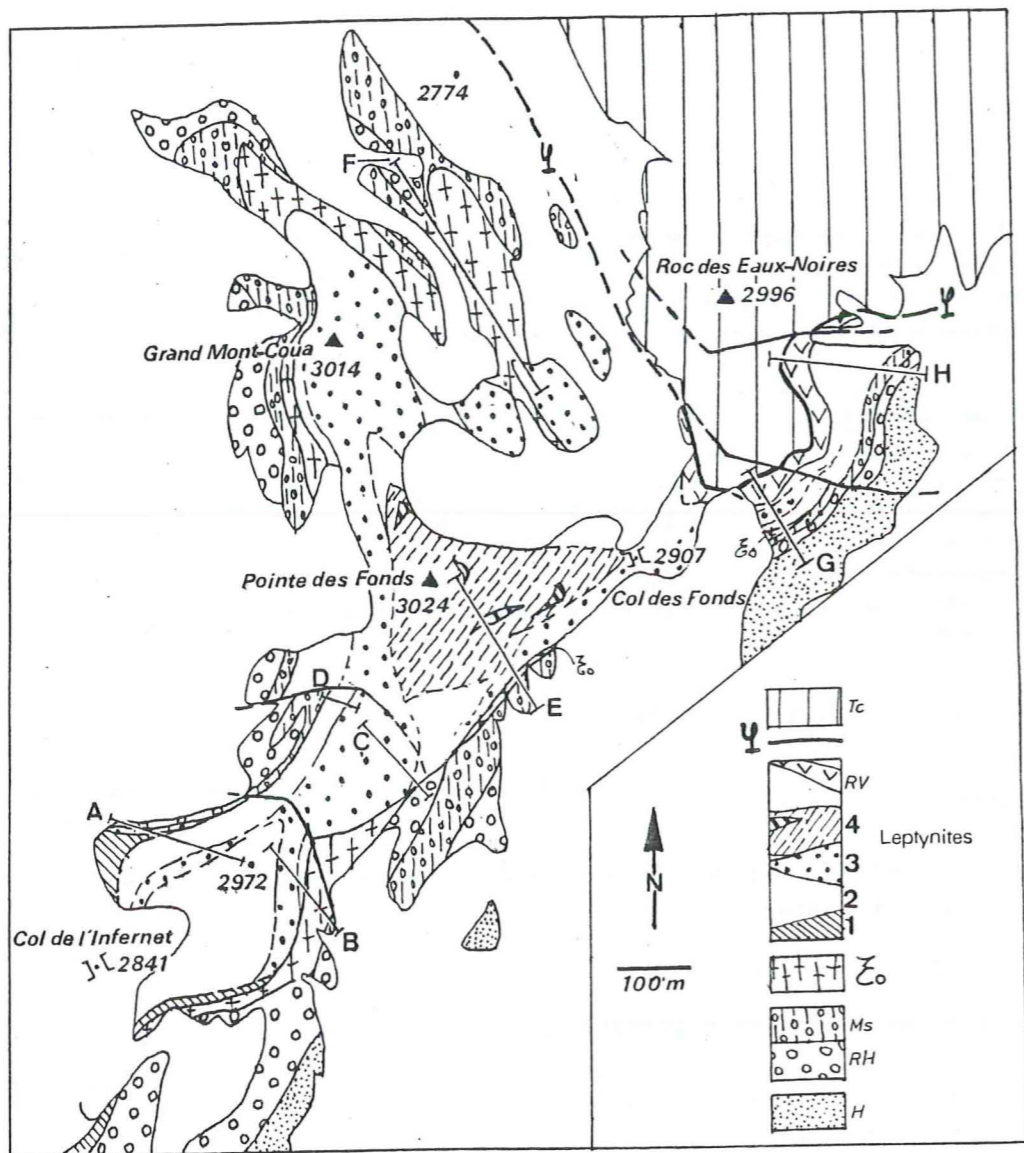


Fig.III.8: Carte du secteur de la Pointe des Fonds: Faciès des leptynites
 H: schistes et grès houillers; RH: conglomérats stéphano-permiens;
 Ms: sédiments stéphano-permiens mylonitisés; Zo: gneiss ocellés;
 Tc: carbonates triasiques.
 1: roches "supra-gneiss"; 2: leptynites banales; 3: micaschistes
 à grenat; 4: leptynites grenues à grenat et biotite, traversées
 de filons pegmatitiques; rv: principal niveau de roches vertes.
 Sont indiqués les traits des coupes de la figure III.9

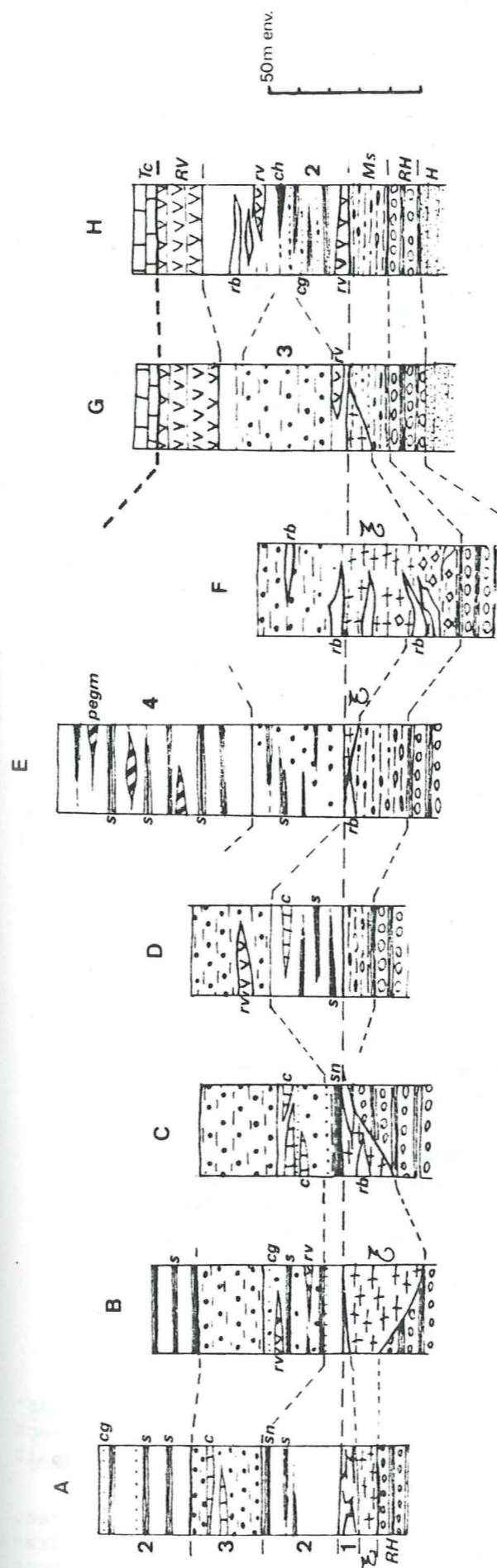


Fig.III.9 : Coupes de détail dans les leptynites de la Pointe des Fonds (pour la localisation et légende voir fig.III.8)
 c: calcaire cristallin; cg: niveaux conglomératiques; ch: niveau charbonneux; rb: niveau(s) filoniens(?) de
 roches blanches quartzo-albitiques; rv: niveau de roches vertes (métabasites ?); s: "schistes huileux";
 sn: schistes noirs parfois micro-conglomératiques.

Ce faciès, comme les roches apparentées du Revers de Gébroulaz (p.93) est moins métamorphique que les autres faciès des "leptynites": leur cachet sédimentaire y est plus apparent macroscopiquement, ce qui est cependant moins probant à l'examen microscopique.

Dans toutes les coupes et à tous les niveaux de la série des leptynites, on trouve des faciès sédimentaires ("septas" de F. ELLENBERGER):

- les faciès les moins compacts des leptynites montrent fréquemment des passées gréseuses ou microconglomératiques (galets de quartz ou feldspathiques (notées cg);
- dans les faciès 2, 3, 4, on trouve localement des passées de schistes (notés s), d'aspect huileux, fréquemment microconglomératiques (sn sur coupe C); sur la coupe H a été localisé, sur environ 5 m de long, un niveau d'épaisseur décimétrique de schiste carbonneux (noté ch);
- enfin sur trois coupes ont été découverts de minces "bancs" infra-décimétriques, de calcaires cristallins gris-ocre (notés c), soit au sein des micaschistes à grenat (coupes A et C), soit au sein des leptynites (coupe D). Ils sont exclusivement constitués de calcite recristallisée en une fine mosaïque.

Ainsi, l'abondance des niveaux sédimentaires au sein des leptynites tend à indiquer que nous sommes en présence de roches para-dérivées. Il faut pourtant noter que ces niveaux représentent un volume fort réduit par rapport à la masse des roches qui ne présentent pas de caractères sédimentaires évidents, soit que ces caractères aient été totalement oblitérés, soit que ces roches soient ortho-dérivées. Ce sont les leptynites banales les micaschistes à grenat (faciès 3), la roche grenue du sommet de la Pointe des Fonds (faciès 4) et les roches vertes (R.V). Nous en donnons une description microscopique:

- Les leptynites banales (faciès 2)

. Microscopie

Structure finement granolépido-blastique.

Le quartz et le plagioclase constituent des niveaux plus ou moins lenticulaires. Le quartz se présente en mosaïque de sous-grain; le plagioclase, en lentilles xénomorphes, est semé de séricite qui le rétrécit parfois totalement.

Les niveaux phylliteux sont constitués de chlorites très pléochroïques dominant largement sur des micas blancs plus ou moins séricitisés à leur bordure. Mais les phyllites se présentent aussi en nodules polycristallins qui pourraient représenter d'anciens minéraux rétro-morphosés. Certains de ces nodules lenticulaires sont exclusivement formés de chlorite qui semble épi-générer de la biotite: teintes brunes de phyllites pléochroïques.

- Les micaschistes à grenat (faciès 3)

Le passage entre les leptynites banales (faciès 2) et les micaschistes à grenat est progressif: les grenats, de petite taille, apparaissent d'abord de façon sporadique dans une "matrice" peu micacée où l'on reconnaît parfois des niveaux de calcaires cristallins (voir plus haut).

On passe ensuite à un micaschiste: les surfaces micacées, luisantes, montrent de petites boursouflures, légèrement étirées dans le plan de foliation, qui peuvent atteindre jusqu'à 1cm de diamètre sur l'arête du Mont Coua (voir fig.III.8).

. Microscopie

Structure finement grano-lépido-blastique, micro-ocillée. Les fins niveaux de quartz et de feldspath séricitisés en mosaïque légèrement orientée, constitue le ciment granoblastique entre les niveaux lépidoblastiques phylliteux de micas blancs et de rares reliques chloritisées de mica noir.

Les grenats en yeux, framboïdes, plus ou moins rétro-morphosés en chlorite, intergranulés avec le quartz et le feldspath finement grenus, constituent des nodules allongés selon la nette foliation du spécimen. Les ombres de pression de ces yeux grenatifères sont constitués de quartz + feldspath indiquant la nature anté- ou éo-cinématique des grenats et post-cinématique de l'association quartz + feldspaths.

La roche contient en outre de l'apatite, en individus disloqués et des zircons relativement abondants.

- Faciès 4

Leptynites grenues à biotite du sommet de la Pointe des Fonds. Il se différencie du faciès 2 (leptynites banales) par sa texture finement grenue, et par la présence de nodules de biotite fraîche.

L'alternance de ces faciès et de schistes noirs (voir coupe E: fig.III.9) évoque un litage sédimentaire.

. Microscopie

Structure grano-lépido-blastique à tendance nodulaire.

Le quartz en mosaïque isogranulaire constitue des niveaux microscopiques, ainsi que des cicatrifications granoblastiques non orientées. Ce ciment quartzueux enrobe des microclastes de plagioclases étirés dans la foliation, très séricitisés.

Sur ces clastes se moulent les niveaux lépidoblastiques de biotite brune fraîche, non chloritisée associée à des agrégats étirés de grenat. Dans ce cas, grenats et lamelles de biotites sont étroitement imbriqués, parallèlement à la foliation générale. Plus rarement on observe une intime association de grenat et de mica blanc (qui paraît résulter de l'altération d'anciens phénoclastes: feldspaths? autres minéraux?).

Quelques juxtapositions suggèrent que, même si les grenats et la biotite sont globalement contemporains, la biotite est sensiblement ultérieure au grenat.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, en gros prismes émoussés, et de très petits zircons, nombreux et enclavés, avec halo, dans les plages biotitiques.

- Les pegmatites

A la Pointe des Fonds, des filons pegmatitiques semblent uniquement cantonnés dans les roches du faciès 4. Il est difficile de savoir si ces filons recoupent tardivement ces roches: il faut en tout cas noter qu'ils sont disposés parallèlement à la foliation des leptynites.

Les grands cristaux de quartz et de feldspaths sont étroitement engrenés avec de gros paquets de muscovite fraîche et des prismes noirs, de section parfois pluricentimétrique, de tourmaline. D'après J. SCHADE, 1983, elle semble dravitique (magnésienne), comme d'ailleurs la tourmaline de la pegmatite du "pilier" des contreforts de Péclet-Polset (voir p. 79).

- Les "Roches vertes"

En plus du niveau le plus important de "Roches vertes" indiqué sur la carte fig.III.8, j'ai relevé de telles roches (notées R.V) sur les coupes B, D, G et H. Ce sont des niveaux, peu épais, vert-sombre d'une roche à structure vaguement grenue, mouchetés de petits minéraux noirs.

. Un échantillon de la coupe H montre au microscope:

Structure grano-lépidoblastique à yeux lenticulaires. Les niveaux granoblastiques sont constitués de quartz en mosaïque, parfois en rubans, ou en phénoclastes ovalisés polycristallins montrant un faible degré de "restauration" et de feldspaths séricitisés.

Les yeux lenticulaires sont constitués de chlorite épigénisant un ancien minéral dont la forme losangique est localement conservée. (La chlorite représente environ 20% de la surface de la lame mince). Les minéraux accessoires sont l'apatite en fragments arrondis et de rares petites tourmalines en clastes jaune-orangé.

La richesse en chlorite (rétromorphose d'amphibole ?) incite à penser qu'il s'agit de métavolcanites basiques (intrusives, effusives ou volcano-détritiques).

III.3.2 - CONTREFORTS DE PECLET-POLSET (voir panorama PL 2)

Ceux-ci sont difficiles d'accès (éboulements fréquents, dûs à la mauvaise qualité du rocher, chute de séracs du glacier de Gébroulaz) surtout dans leur partie sud.

Les leptynites, rapidement parcourues, y présentent leur faciès le plus classique ("pseudo-cornéennes" de F. ELLENBERGER, 1958, p.90).

III.3.2.1 - Rebord sud

Celui-ci est facilement accessible depuis l'arête ouest du Col de Chavière (voir panorama PL 2). La série étant renversée, on y trouve de haut en bas (fig.III.10 A):

- les gneiss ocellés verts typiques;
- micaschistes à grenats (ceux-ci sont totalement rétro-morphosés en chlorite). Au microscope on constate que la chlorite épigénise aussi de la biotite brune localement épargnée;
- leptynites banales à passées micaschisteuses;
- leptynites chlorito-schisteuses fissiles, traversées de fins filonnets de tourmalinite;
- schistes permo-triasiques et quartzites werféniens (le contact est repris par une faille à faible rejet vertical).

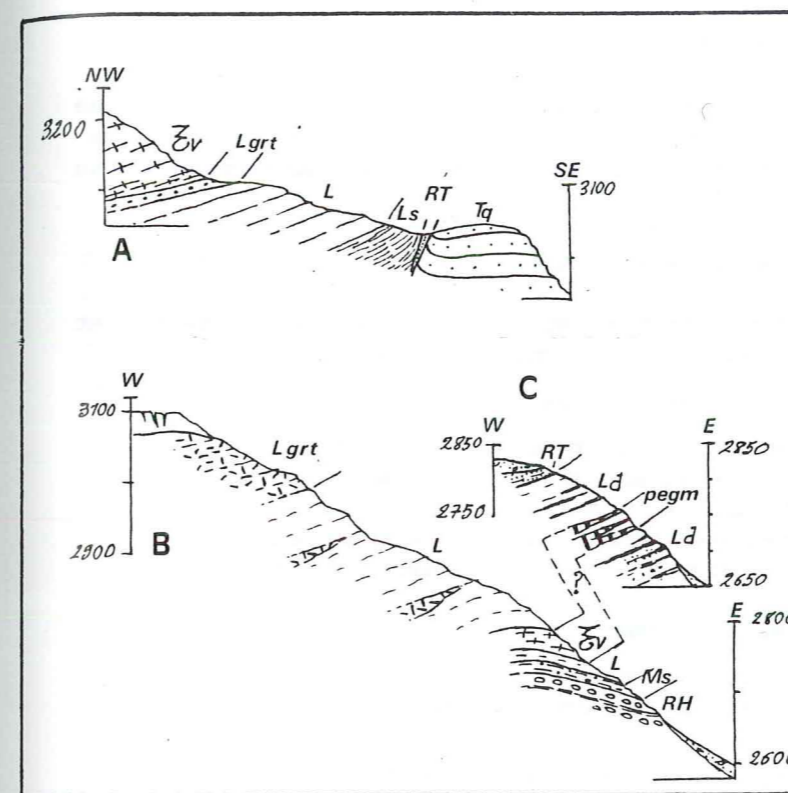


Fig. III.10: Les leptynites des contreforts de Péclet-Polset
A: Coupe du rebord sud
B: Coupe du pilier d'angle
C: Coupe annexe du pilier d'angle

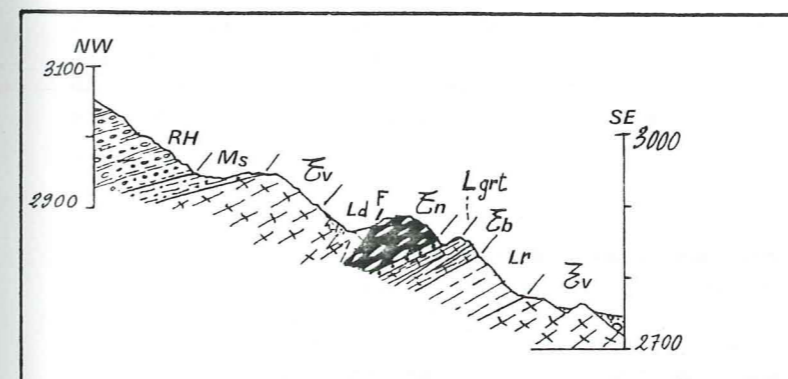


Fig. III.11: Coupe de l'arête Nord du Col du Borgne

Pour les figures III.10 et III.11:

Tq: quartzites werféniens; RT: schistes permotriasiques; L: leptynites banales; Lgrt: leptynites à grenat; Ld: Leptynites à passées détritiques; Lr: Leptynites rubanées; Ls: Leptynites schisteuses; Zv: gneiss vert; Zb: gneiss blanc; Zn: gneiss noir; Ms: sédiments mylonitisés; RH: sédiments stéphano-permiens.

III.3.2.2 - "Pilier d'angle" de Pecllet-Polset (voir fig.III.10 B)

Il fournit une coupe en série normale, mais sans doute traversée de plans d'écaillage alpin comme en témoigne d'ailleurs une pincée de schistes blancs à galets de quartz rose du Permo-Trias, visible immédiatement au Nord du pilier.

De bas en haut, on trouve successivement:

- **Stéphano-permien:** conglomérats et surtout schistes verts et violacés; ils sont mylonitisés à leur partie sommitale (Ms).

- Un mince niveau de leptynites rubanées (L).

. Au microscope, la roche montre une structure lépidoblastique à tendance ultra-mylonitique: fins niveaux phylliteux (micas blancs, chlorites, fine séricite) et quartz en rubans en très fine mosaïque. Des agrégats de minéraux titanifères (sphène-leucoxène) se présentent en lentilles très laminées. De rares grenats, partiellement rétro-morphosés en fins micas blancs, sont brisés, tronçonnés (clastes étirés et alignés, séparés par des ombres de pression).

On observe aussi des microclastes de minéraux épidotiques (zoïsite ou clinozoïte), d'apatite, ainsi que de rares reliques chloritisées de biotite.

Les traces d'intenses déformations mylonitiques doivent être mises en relation avec le fait que le spécimen provient de la zone de contact sédiments/"gneiss" sensu lato.

- Au dessus viennent les gneiss ocellés du type "gneiss vert" (30 mètres).

- Le reste de la coupe est formé de leptynites banales, mais passant à des faciès un peu particuliers au sommet de l'arête du pilier; il s'agit d'une roche gris verdâtre, à grain exceptionnellement fin, mouchetée de minéraux noirs; localement, la roche prend un aspect grenu, dû à la présence de microclastes de feldspath blanc (→ 1 cm).

. Microscopie

- **Faciès à grain très fin:** structure finement granoblastique, légèrement orientée. L'association granoblastique quartz + plagioclase plus ou moins séricitisé, se voit conférer une certaine orientation par son intime association avec les phyllosilicates (micas blancs, biotite fortement chloritisée, séricite) orientés et flexurés.

On observe aussi des reliques de grenat en très petits microclastes brisés, des microclastes de tourmaline et d'apatite, de rares zircons.

- **Faciès grenu:** structure glandulaire, intensément plissotée, se différenciant du faciès précédent par la présence de clastes polycristallins polygéniques: feldspaths alcalins (perthite, antiperthite) albitisés à la périphérie et quartz en mosaïque. Ces clastes sont disloqués, flexurés dans une matrice de structure confuse. Les phyllites y dominent (mica blanc, chlorite, biotite chloritisée, séricite) et respectent parfois des formes vaguement rectangulaires. Cette matrice contient aussi des reliques de grenats framboïdes, enveloppés de biotite chloritisée et des petits clastes de tourmaline et d'épidote.

A ce degré de déformation, il est difficile de dire si les clastes polygéniques (feldspaths alcalins + quartz) sont des paraclasses (galets) ou des orthoclasses (feldspaths magmatiques imbibés de quartz). Dans ce dernier cas, les faciès grenus pourraient avoir une origine proche de celle des gneiss ocellés (ortho-gneiss).

En tout état de cause, cette roche montre, par rapport aux autres faciès de leptynites, les traces d'une déformation supplémentaire (alpine?): flexuration et dislocation postérieures à la rétro-morphose des minéraux tels que le grenat, le feldspath ou la biotite. De ce point de vue, les faciès à grain très fin, pourraient représenter un stade encore plus poussé de cette déformation tardive.

Sur la coupe sont représentés deux niveaux de roches à structures identiques à ces deux faciès; ils sont visibles sur le versant nord du pilier (fig.III.10 B).

Séparé du pilier central par un mince éboulis, un petit affleurement montre des filons de pegmatites à tourmaline, découverts par J. FABRE (communication orale). Ils sont disposés parallèlement à la foliation des leptynites encaissantes (fig. III.10 c), riches en fins niveaux détritiques: schistes noirs huileux, microconglomérats dilués.

Or ces pegmatites semblent relayer vers le Nord les gneiss ocellés affleurant sur la coupe du pilier: ceux-ci sont situés à la même altitude que les filons et sont absents sur cette deuxième coupe (fig. III.10B, c). Cette disposition géométrique permet, nous semble-t-il, d'établir un lien génétique entre les gneiss ocellés et les pegmatites qui pourraient en représenter les termes les plus différenciés (au sens magmatique). Mais le volume de ces pegmatites est extrêmement réduit, sans rapport avec celui des gneiss ocellés.

III.3.3 - LEPTYNITES DE PECLLET (fig.II.18)

Le versant oriental des arêtes de Pécllet, surplombant le glacier de Gébroulaz est formé d'une forte épaisseur de leptynites d'un faciès un peu spécial: elles présentent des alternances de roches à patine rouille et à patine grise. La patine rouille est due à l'altération de cristaux de pyrite (?) visibles à l'oeil nu. Les faciès gris sont finement grenus, micacés.

Microscopie du faciès gris

Structure granolépidoblastique à tendance ocellée avec microphénoclastes de grenat, staurotide et disthène, flexurés et rétro-morphosés, sur leur bordure, en phyllosilicates blancs. De la biotite brune, fraîche et de la muscovite, flexurées, constituent avec une chlorite vert-jaune pâle, peu biréfringente, les lits phylliteux ondulés et plissotés.

Le quartz se présente en écrans lenticulaires granoblastiques où sont associées de fines mosaïques légèrement réorientées dans la foliation et des plages plus ou moins polygonales à extinction onduleuse. Des petits grains corrodés et flexurés de feldspaths séricitisés sont associés, dans une proportion de 1/5 environ, au quartz en mosaïque.

Certaines juxtapositions suggèrent que le grenat et le disthène, intimement associés, sont globalement contemporains. Il semble en être de même pour le disthène et le staurotide, qui présentent des degrés d'altération et de déformation comparables.

On observe localement l'étroite imbrication de la biotite brune et du grenat, de même que pour la leptynite du sommet de la Pointe des Fonds (faciès 4, voir p. 75), la biotite semble postérieure au grenat.

La pénée-contemporanéité du disthène, du staurotide et du grenat permet de définir au sein de cette roche une paragenèse métamorphique pour la première fois signalée dans la zone houillère (le Ruitor excepté: voir III.4.6). Ces minéraux déterminés pour l'instant optiquement, vont faire l'objet d'un examen plus poussé (G. DETRAZ et al. en préparation). Nous allons voir plus loin que la présence d'une telle paragenèse au sein des "gneiss du Sapey" a des implications structurales qui remettent en cause les interprétations classiques de ces roches.

On retrouve, plus au Nord et toujours dans les arêtes occidentales du glacier de Gébroulaz, des leptynites sur l'arête nord du Col de Borgne (col 3042, sur fig.III.1). Cette fois-ci les leptynites se trouvent au sein des gneiss ocellés, intimement associées avec eux, (fig.III.11). La coupe de cette arête montre en effet une alternance de leptynites (leptynites rubanés, à passées détritiques ou micaschistes à grenat identiques à ceux de la Pointe des Fonds), et de gneiss ocellés du type "gneiss vert", "gneiss noir" ou "gneiss blanc". Contrairement à la plupart des autres coupes où les leptynites surmontent les gneiss ocellés, ces deux faciès sont ici imbriqués l'un dans l'autre. On retrouve une disposition analogue à la Crête des Mines (fig. III.1).

III.3.4 - CONCLUSIONS

III.3.4.1 - Nouvelle définition des leptynites

Des différences d'aspect macroscopique m'ont conduit à subdiviser les "gneiss du Sapey" en deux sous-ensembles bien distincts, les gneiss ocellés et les leptynites. Pour F. ELLENBERGER, 1958, ce dernier terme désigne un ensemble de roches à grain généralement fin, à structure micro-gneissique, interprétées comme des termes intermédiaires de la magmatisation des sédiments stéphano-permiens (p. 88 à 92).

Selon mon hypothèse, principalement basée sur des observations du contact gneiss du Sapey / sédiments, et sur des observations microscopiques des leptynites, le terme de leptynites, au sens d'ELLENBERGER, regroupe des roches d'origine diverses présentant des convergences de faciès:

- Certaines "leptynites micaschisteuses" me paraissent résulter de la mylonitisation, soit des gneiss ocellés, comme j'ai tenté de le montrer dans le secteur du Fort du Sapey, soit des sédiments stéphano-permiens au contact avec les gneiss ocellés. Ces "leptynites" apparaissent donc comme des mylonites, conséquence directe de la mise en place tectonique des "gneiss du Sapey". Nous avons vu que cet épisode de déformation ne pouvait être alpin puisque antérieur à la transgression du Permo-Trias. Affectant des sédiments stéphano-permiens (probablement Permien inférieur), il ne peut être que d'âge Permien moyen ou supérieur.

- Ainsi, je réserve le terme de leptynites à un ensemble de roches qui se différencient d'une part des sédiments stéphano-permiens par leur polymétamorphisme et donc une histoire plus complexe, d'autre part des gneiss ocellés par leur texture mais aussi par leur composition originelle.

Ces restrictions étant faites, nous allons donner les caractéristiques de ces roches.

III.3.4.2 - Répartition cartographique et structurale

Les leptynites, comme les gneiss ocellés, présentent de fortes variations d'épaisseur. Elles sont en effet absentes au Fort du Sapey et prennent un fort développement dans la partie sud du glacier de Gébroulaz, en particulier dans les contreforts de Pécllet-Polset, et aux arêtes de Pécllet où elles atteignent une puissance de plusieurs centaines de mètres. Au revers de Gébroulaz, le faciès un peu particulier et d'origine problématique que j'ai baptisé "supra-gneiss", atteint une cinquantaine de mètres.

Ces variations d'épaisseur résultent, au moins pour une part, de l'érosion néopermienne.

Mais le fait le plus frappant est leur position relative par rapport aux gneiss ocellés: elles sont localisées presque exclusivement au-dessus de ceux-ci. Les exceptions à cette règle sont:

- le mince niveau de leptynites, situé entre les sédiments stéphano-permiens et les gneiss ocellés, à la base du pilier d'angle de Pécllet-Polset (fig.III.10);
- des niveaux de leptynites étroitement intriquées au sein des gneiss ocellés comme dans l'arête nord du Col du Borgne (fig.III.11) ou à la Crête des Mines (fig.III.1).

III.3.4.3 - Lithologie

C'est par la lithologie originelle, qui se laisse parfois deviner, que les leptynites se différencient des gneiss ocellés.

En effet, la présence de niveaux relativement fréquents, conservant une allure sédimentaire (schistes noirs localement charbonneux, micro-conglomérats, rares niveaux carbonatés ...), voisinant avec des niveaux semblent-il plus rares, d'affinités basiques*, laissent supposer que les leptynites représentent un ancien complexe volcano-sédimentaire.

Il paraît donc difficile qu'il existe un lien génétique direct entre les leptynites et les gneiss ocellés dont on a souligné le caractère ortho-dérivé. Ceci n'exclut pas que certains faciès des leptynites puissent être ortho-dérivés; encore faut-il souligner que les rares niveaux interprétables comme tels ont des affinités basiques contrairement aux gneiss ocellés (voir note infrapaginale).

J'ai cependant souligné que les niveaux sédimentaires représentent un volume fort réduit des leptynites, qui, généralement, présentent des faciès très déformés, et dont la lithologie originelle reste souvent problématique.

III.3.4.4 - Caractère polymétamorphique

Cette incertitude est en effet la conséquence directe de la déformation relativement intense qui affecte les leptynites et qui se traduit par leur caractère polymétamorphique. Le métamorphisme alpin y apparaît comme une rétro-morphose affectant des assemblages minéraux anté-alpins. La découverte d'une paragenèse à disthène-staurotide-grenat permet de caler les conditions P, T d'un métamorphisme anté-alpin de faciès amphibolite.

*F. ELLENBERGER, 1958 (p.93 et pl.10.4) décrit une epidiorite rubanée provenant des éboulis situés au Nord du "pilier d'angle" des contreforts de Pécllet-Polset; les principaux constituants sont la hornblende et le plagioclase, accompagnés de quartz et de biotite. Sa composition est celle d'un gabbro monzonitique (analyse n°11).

En effet, si le disthène peut apparaître à pression relativement basse, comme par exemple dans des pegmatites, la contemporanéité de ce minéral et du staurotide indique les conditions minimales de formation suivantes: $T \approx 550^\circ\text{C}$ et $P \approx 4\text{KB}$, comme l'indique le diagramme de la figure III.12.

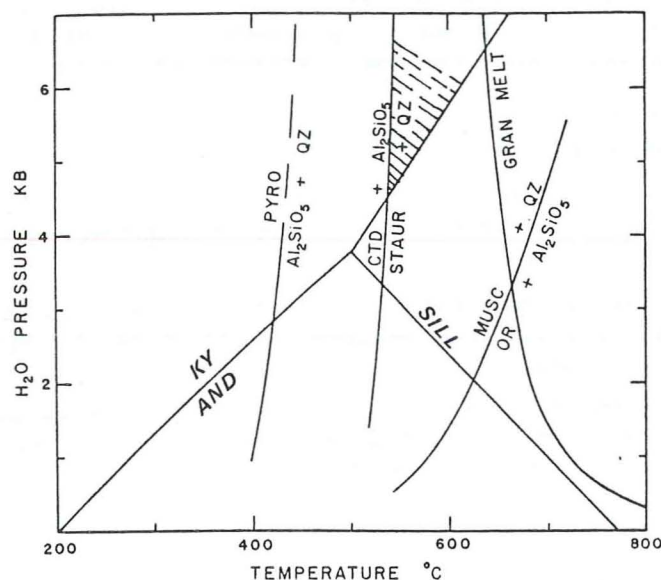


Fig.III.12 - Conditions P, T, théoriques de la stabilité de l'assemblage disthène + staurotide (zone hachurée) (in HOLDOWAY, 1971)

Cependant, dans la plupart des faciès observés, le disthène et le staurotide n'existent pas. Seuls le grenat et la biotite brune, en tant que minéraux issus d'un métamorphisme anté-alpin, apparaissent généralement dans ces roches.

Les leptynites constituent donc, à ce point de vue, un ensemble hétérogène. Cette hétérogénéité demeure difficilement interprétable.

a/ Elle est peut-être due aux variations d'intensité des déformations ultérieures. A l'instar des gneiss ocellés du Fort du Sapey, la mylonitisation permienne a pu se manifester au sein des leptynites le long des zones de déformation préférentielle, dans lesquelles les paragenèses antérieures ont pu être détruites. Nous avons par exemple vu que la biotite brune pouvait être remarquablement conservée (faciès 4 de la Pointe des Fonds) ou au contraire être presque totalement rétro-morphosée (leptynites à grain fin du pilier de Péclat-Polset). Il en est de même pour le grenat.

b/ Les variations observées au sein des leptynites reflètent peut-être une hétérogénéité plus fondamentale. On ne peut pas en effet écarter l'hypothèse selon laquelle les leptynites seraient constituées d'un ensemble de roches actuellement voisines spatialement, mais ayant subi des évolutions métamorphiques fort différentes. Dans cette optique, le regroupement, au sein des "gneiss du Sapey", de toutes les roches qui ne sont pas des gneiss ocellés, sous le terme descriptif de "leptynite" devient arbitraire, puisqu'il ne reflète pas une unité, au sens structural du terme.

Il serait alors nécessaire de distinguer, au sein des leptynites, des roches polymétamorphiques et d'éventuelles roches d'histoire beaucoup plus simple. Ces derniers pourraient alors se rapprocher des sédiments stéphano-permiens.

Ainsi, tout en mettant en doute l'hypothèse migmatitique de F. ELLENBERGER, on voit qu'une telle subdivision peut aller dans le sens des observations de cet auteur, mais en tenant compte de notre hypothèse tectonique: certains niveaux manifestement sédimentaires pourraient alors représenter des lambeaux tectoniques de sédiments stéphano-permiens, coincés entre des écaillles de matériel allochtone (i.e., les leptynites polymétamorphiques). Nous avons décrit une telle structure, mais cette fois-ci dans les gneiss ocellés du Fort du Sapey (voir paragraphe III.2.1).

Un tel modèle ne nous semble pas applicable dans le cas d'alternances serrées, métriques, de schistes ou conglomérats d'une part et de leptynites à grenat et biotite d'autre part (Pointe des Fonds). Il n'est par contre pas à exclure en ce qui concerne le niveau "supra-gneiss" (voir III.3.1).

J'ai souligné qu'il me paraît constituer un niveau -d'extension locale (secteur de la Pointe des Fonds et Revers de Gébroulaz) - de matériel peu déformé et peu métamorphisé. Il pourrait représenter une pincée de sédiments stéphano-permiens coincée tectoniquement entre les gneiss ocellés et les leptynites polymétamorphiques.

c) L'hétérogénéité des assemblages minéraux anté-alpins des leptynites peut être due à un troisième phénomène. En effet, pour un type de métamorphisme donné, ici de faciès amphibolite, les assemblages minéraux sont fonction de la minéralogie du matériel initial. Si l'on admet que les leptynites dérivent de sédiments présentant une lithologie contrastée, on explique alors que le disthène et le staurotide apparaissent de façon sporadique, ne pouvant pas se développer dans des horizons pauvres en alumine.

En absence de critère plus objectifs, je ne suis pas en mesure de faire la part de ces trois types de phénomènes énumérés, pour expliquer l'hétérogénéité de nos leptynites. Par souci de simplification et en première approximation, je considérerai que les leptynites représentent un ancien complexe "volcano"-sédimentaire polymétamorphique anté-alpin.

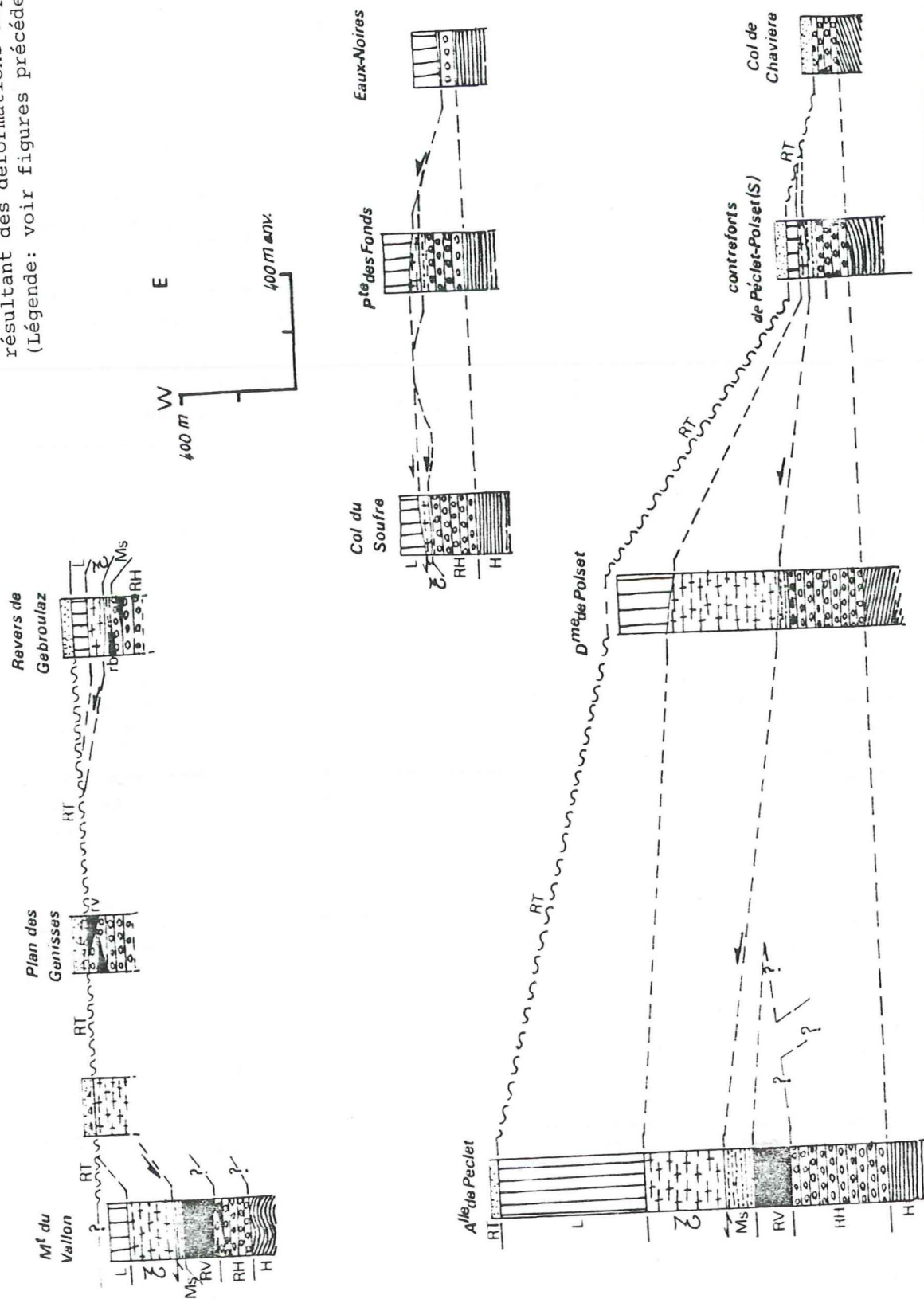
III.4 - CONCLUSIONS GÉNÉRALES - HYPOTHÈSES PROPOSÉES

III.4.1 - COUPE THEORIQUE DU SOMMET DU PALEOZOIQUE DU BORD INTERNE DE LA ZONE HOUILLERE

Elle peut être résumée comme suit, de bas en haut (voir aussi fig. III.13):

- 1/ Stéphane-permien (Assise de Courchevel):
 - . conglomérats polygéniques et schistes versicolores traversés de roches basiques intrusives;

Fig. III 13: Coupes du sommet du Paléozoïque du bord interne de la zone houillère: massif de Pécellet-Polset
 Les distances entre les coupes sont les distances actuelles, donc résultant des déformations alpines (Légende: voir figures précédentes)



- 2/ "Gneiss du Sapey" (en repos tectonique sur le terme précédent)
 - a/ gneiss oeillés (ortho-gneiss): de 0 à 600 m;
 - b/ leptynites (complexe volcano-sédimentaire polymétamorphique): de 0 à 500 m.
- 3/ Néopermien transgressif
 - . conglomérats, schistes (passant aux quartzites werféniens) pouvant atteindre 200 m d'épaisseur comme au Sapey (fig.II.15)

III.4.2 - RAPPORTS DES "GNEISS DU SAPEY" AVEC LES SEDIMENTS SOUS-JACENTS ET SUS-JACENTS

Comme l'a montré F. ELLENBERGER (1958), les "gneiss du Sapey" sont presque toujours situés au-dessus des sédiments stéphano-permiens, depuis Modane, jusqu'aux abords du Ruitor.

Sur mon terrain, ce contact me semble tectonique, le plus souvent caractérisé par une foliation mylonitique. A l'échelle cartographique, il semble tronquer la partie sommitale de l'Assise de Courchevel comme l'indique la figure III.13. Ainsi d'après les observations d'échelle régionale de F. ELLENBERGER (1958) et d'après mes observations locales, il s'agirait d'un contact tectonique tangentiel.

Nous avons vu que ce contact majeur a des répliques au sein des gneiss oeillés (Fort du Sapey); elles doivent logiquement exister au sein des leptynites (voir III.3.4.4), ainsi que dans les sédiments stéphano-permiens. Dans ces derniers, je n'ai jamais observé de zones aussi intensément mylonitisées que le contact majeur. On y note des traces de déformation mylonitique, concentrées dans d'étroits couloirs, mais je ne peux pas affirmer qu'elles ne sont pas d'âge alpin. Cependant de telles zones mylonitiques anté-alpines ont été observées dans les sédiments houillers du massif de la Saulire (J. FABRE, rens. or.).

F. ELLENBERGER a montré que la situation des "gneiss du Sapey" dans la série paléozoïque de la zone houillère date de l'époque "médio-permienne". Selon son hypothèse, c'est aussi l'âge de la formation des "gneiss du Sapey". Je pense plutôt qu'il s'agit de l'âge de leur mise en place tectonique, ce qui conduit fatalement à attribuer aux "gneiss du Sapey" un âge plus ancien (voir plus bas).

Du fait de l'érosion antérieure au dépôt des conglomérats néopermiens, nous ignorons à quelle profondeur a eu lieu cette mise en place. F. ELLENBERGER (1958, p.99) estime à moins de 1000 m l'épaisseur de sédiments d'âge "permien-moyen" érodés.

III.4.3 - REDEFINITION DES "GNEISS DU SAPEY"

En regard de l'hypothèse soutenue ici, selon laquelle la mise en place des "gneiss du Sapey" est tectonique, j'ai été conduit à restreindre l'emploi de ce terme aux roches qui me paraissent en position allochtone. Ce sont les gneiss oeillés et les leptynites polymétamorphiques. J'exclue donc des "gneiss du Sapey":

- 1/ Les sédiments stéphano-permiens déformés au contact avec les gneiss: F. ELLENBERGER y voit les premiers stades de la migmatisation; je les interprète comme des sédiments mylonitisés lors de la mise en place des gneiss;
- 2/ Les roches basiques de la bordure occidentale du glacier de Gébroulaz. En effet, contrairement aux gneiss, ces roches sont intrusives dans les sédiments stéphano-permiens (§ II.3.15).

D'autre part, les données géochimiques, il est vrai fragmentaires, les assimilent aux autres roches basiques (filons, tufs ...) de la zone houillère (J. FABRE, 1961), du Ruitor (id.) et de Vanoise septentrionale (F. ELLENBERGER, 1958). Elles présentent des affinités tholéiitiques et des anomalies sodiques (travaux de J. SCHADE, 1983): elles renferment des zircons de haute-température et tombent dans le champ des roches tholéiitiques (diagrammes de Miyashiro).

Or ces caractères opposent ces roches basiques intrusives aux faciès ocellés des gneiss du Sapey. Ceux-ci présentent généralement de fortes teneurs en K_2O , des zircons de basse température (J. SCHADE, 1983) et appartiennent à une lignée calco-alcaline (diagramme KCN de FREY in P. VIALON, 1966, et diagramme AFM in M. GAY, 1970-1972).

L'épidiorite de Pécelet-Polset découverte par F. ELLENBERGER (voir note infrapaginale, p. 81) présente aussi un caractère calco-alcalin et une forte teneur en K_2O (J. SCHADE, 1983, p.146-147).

III.4.4 - LE PROBLEME DE L'AGE DES "GNEISS DU SAPEY"

J'ai signalé plus haut que si l'on considère que les gneiss ocellés sont en position tectonique dans la série paléozoïque, ils ont alors un âge antérieur à l'époque médio-permienne, puisque cette période devient celle de leur mise en place.

Cette mise en place a vraisemblablement eu lieu à faible profondeur (voir plus haut), peut-être sous moins de 1 000 m de sédiments. Même en multipliant par 5 cette épaisseur généralement admise, il paraît impossible qu'une si faible surcharge ait pu conduire à la formation de paragenèses caractéristiques du faciès amphibolite qui aurait, de toute façon, dû laisser des traces dans les sédiments houillers et stéphano-permiens.

Ainsi, les leptynites dans lesquelles de telles paragenèses ont été observées (disthène-staurotite-grenat) ont subi un métamorphisme de faciès amphibolite avant le Permien, et même avant le Carbonifère. En effet, l'existence d'un tel métamorphisme d'âge paléozoïque supérieur semble incompatible avec nos connaissances actuelles sur l'évolution géodynamique des bassins houillers briannonnais. C'est d'ailleurs sur la base de l'existence de telles paragenèses que l'on attribue un âge anté-namurien à certaines séries anté-triasiques de ce secteur des Alpes (voir paragraphe III.4.6).

Nous sommes donc inévitablement conduit à penser que le matériel constitutif des leptynites est issu d'une telle série anté-namurienne. Si une telle attribution est probable pour les leptynites, il n'en est pas de même pour les gneiss ocellés. Il est vraisemblable, mais pas certain, qu'ils aient subi une déformation antérieurement à leur mise en place tectonique. Du fait de leur teneur en K et Al, un métamorphisme de faciès amphibolite ne pourrait d'ailleurs n'y développer qu'une association à feldspath potassique, mica blanc, biotite et peut-être aussi dans le cas de faciès peu alcalin, une association à mica blanc, biotite et grenat (que nous n'avons jamais observé) (diagramme ACF - A'KF de la figure III.14).

Les assemblages anté-alpins observés dans les gneiss ocellés (feldspath potassique, mica blanc, biotite, plagioclase) ne permettent donc pas de dater les granitoïdes qui en sont probablement à l'origine. Un âge permien a été obtenu radiométriquement sur une muscovite d'un gneiss ocellé du Sapey (J. BOCQUET et al., 1974). Mais on ne peut écarter l'hypothèse que cet âge soit celui de l'épisode tectonique ayant conduit à la mise en place des "gneiss du Sapey", et qui a pu provoquer la destabilisation de ce minéral.

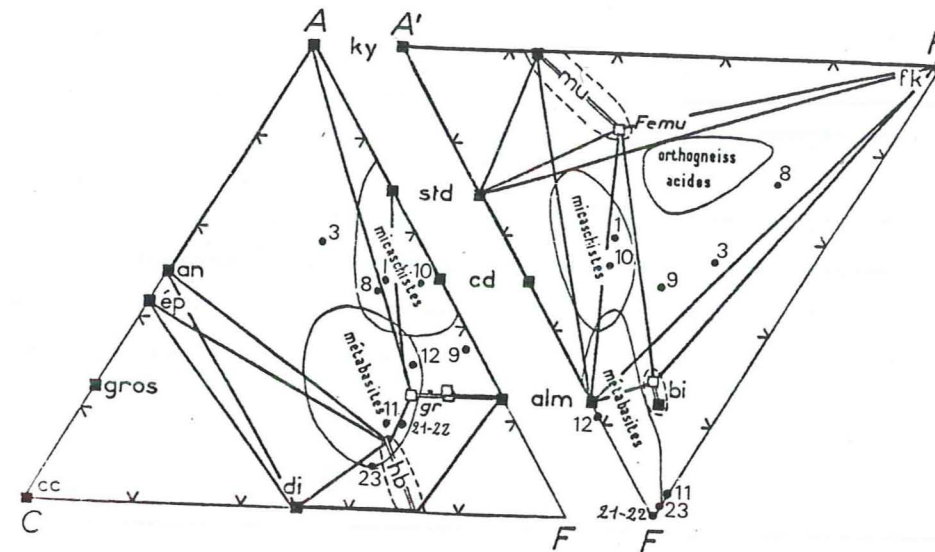


Fig. 61. - Socle briannonnais : diagramme ACF-A'KF montrant les associations possibles dans un faciès amphibolite et les domaines des metabasites, orthogneiss acides et micaschistes de Vanoise analysés. Position de quelques minéraux d'après leur composition théorique (carrés noirs) ou leur analyse (carrés blancs : ferrimuscovite n° 767, grenats n° 808, 812, B.23 et biotite d'Ambin, GAY, 1972). Ont été observées les associations anté-alpines reliques : (1) ky-gr ; std-gr ; hb-gr ; hb-di. (2) mu-bi ; mu-fk.

Fig. III.14- (in J. BOCQUET, 1974 A).

Nous avons positionné les roches suivantes - F. ELLENBERGER (1958):
8: gneiss ocellé à K-feldspath, plagioclase, biotite (Dôme de Polset);
9: gneiss à biotite et anorthose probable (Sapey-Fourneau); 10: leptynite grenue à plagioclase, quartz, biotite (Col des Fonds); 11: épidiorite à hornblende, plagioclase, biotite (contreforts de Pécelet-Polset).
J. FABRE (1961):
1: "gneiss ocellé du Sapey" (Le Baudet); 3: leptynite blanche à quartz, muscovite, chlorite, sphène (dans les gneiss de la Saulire); 12: prasinite, dans le Houiller, à chlorite, plagioclase, sphène (Louie-Blanche); 21-22: prasinite dans le Houiller basal transgressif sur le Ruitor; 23: amphibolite du Ruitor.

III.4.5 - EVOLUTION METAMORPHIQUE DES GNEISS DU SAPEY

D'après ces considérations structurales d'une part, les relations chronologiques des assemblages minéraux observés d'autre part, nous proposons un modèle schématisé de l'évolution métamorphique des "gneiss du Sapey", schématisé par la figure III.15. Ce modèle tient compte des données sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises (en particulier J. BOCQUET, 1974).

Le tableau illustre l'incertitude de l'âge des gneiss ocellés. Nous admettons que les paragenèses anté-alpines observées dans les leptynites sont anté-houillères.

	Reliques anté-houillères	"Rétromorphose" médio-permienne	Métamorphismes alpins
Gneiss oeillés	Feldspath alcalin Plagioclase Quartz Muscovite Biotite Apatite, zircon	Albitisation I ? Restauration quartz II mica blanc chlorite I ?	albite albite → carbonates micas blancs — séricite Quartz III Phengite - séricite Chlorite II - Stilpnomélane Amphibole Na → Chlorite
Leptynites	Grenat Staurotide Disthène Biotite brune Amphibole verte* (ancien pyroxène) Plagioclase* Illménite ?	Première rétromorphose? Chlorite I ? ? ?	Micas blancs, chlorite Micas blancs Micas blancs Chlorite (II ?) épidote Micas blancs, séricite Sphène**

Fig. III.15 - Evolution métamorphique proposée pour les deux sous-ensembles des "Gneiss du Sapey".

L'âge des reliques anté-alpines des gneiss est incertain

* Epidorite de Pécllet-Polset (F. ELLENBERGER, 1958, p.93)

** Leptynite de la base du pilier d'angle de Pécllet-Polset (voir p.78)

1/ "Anté-Houiller"

Le métamorphisme de faciès amphibolite (paragenèse à grenat-staurotide-disthène) a été suivi d'un métamorphisme ayant conduit à la formation de la biotite brune (P, T, ?).

2/ Permien

Les effets de la mise en place, au Permien (moyen ?) des "gneiss du Sapey" au sein de la série paléozoïque de la zone houillère se résument principalement à l'apparition d'une foliation mylonitique serrée (pouvant reprendre ou oblitérer une foliation antérieurement acquise), le long du contact majeur et le long de ses répliques au sein des matériaux allochtones et autochtones. Cette foliation conduit à la réorientation du matériel affecté qui acquiert alors une anisotropie primaire (sédiments stéphano-permiens) ou surimposée à une anisotropie antérieure ("gneiss du Sapey"). Cette foliation entraîne une diminution de la taille du grain. A l'échelle microscopique, ces transformations se traduisent de la façon suivante.

a) Dans les gneiss oeillés

. Les mégaclastes de feldspaths potassiques sont lenticularisés, perdent leur idiomorphie; les microstructures magmatiques, plus ou moins détruites, deviennent difficiles à identifier en tant que telles.

. Dans la matrice

- . Les plagioclases sont aussi étirés, parfois tronçonnés;
- . Le quartz montre le processus progressif translation-flexuration-restauration pouvant aboutir à un habitus lenticulaire ou en rubans;
- . Les phyllosilicates sont flexurés et rétromorphosés partiellement en minéraux fins (chlorite, mica blanc de petite taille).

b) Dans les leptynites

Lorsqu'elles sont localisées le long du contact majeur (base du pilier d'angle de Pécllet-Polset), on y observe le boudinage (tronçonnement et formation d'ombres de pression) des grenats. Il est vraisemblable qu'il en soit localement de même au sein même des leptynites mais, dans ce cas, il est difficile de dater les déformations qui affectent les paragenèses anté-carbonifères: elles peuvent être permienne ou alpines.

c) Dans les sédiments stéphano-permiens

- . Les paraclastes (galets) sont étirés, tronçonnés;
- . La matrice est recristallisée: restauration du quartz et néoformations de phyllosilicates de petite taille;
- . Ces transformations sont sans doute responsables de la déstabilisation de l'hématite qui confère généralement une teinte pourpre aux galets de quartz: ces teintes disparaissent dans les sédiments foliés.

3/ Enfin les métamorphismes alpins se manifestent par la rétromorphose dans le faciès "schistes verts", des minéraux issus du métamorphisme anté-carbonifère; on observe des minéraux typiques de ce faciès métamorphique: chlorite-albite-épidote-phengite-stilpnomélane, mais aussi l'amphibole sodique qui est généralement considérée comme le marqueur d'un épisode alpin précoce. Elle est fréquemment chloritisée.

III.4.6 - SPECULATIONS SUR LA PATRIE D'ORIGINE DES "GNEISS DU SAPEY" Comparaison avec le matériel des socles avoisinants

N'ayant pas étudié les orientations géométriques des marqueurs des déformations responsables de la mise en place tectonique des "gneiss du Sapey", je ne peux pas proposer de direction de déplacement de ces écaillés. On ne connaît pas l'extension originelle des "gneiss du Sapey" en direction du Nord et de l'Ouest (pour se limiter à la zone houillère): dans ces directions, la série paléozoïque n'est actuellement presque exclusivement représentée que par le "Houiller banal". Vers l'Ouest, au-delà du méridien de Pécllet et de la Saulire on ne les connaît plus et le faciès stéphano-permien conglo-mératique disparaît. Des formations comparables aux "gneiss du Sapey" ont été signalées loin au Nord-Est, dans la zone du Grand-Saint-Bernard et dans le Valais (F. ELLENBERGER (1958b), R. CABY (1974)).

Cependant, le fait que les "gneiss du Sapey" jalonnent le contact entre la zone houillère briançonnaise et la zone Vanoise-Ambin n'est certainement pas le fruit du hasard. Un lien existe, mais pour le préciser, il faudrait connaître la nature primitive de ce contact, ce qui nécessite

en premier lieu, la connaissance du fonctionnement de l'accident Modane-Chavière-Champagny (ce terme ayant la signification de son jeu "alpin") (voir tectonique).

Ce lien a été souligné par F. ELLENBERGER, 1958 (p.100), qui voit dans cet accident, "séparant deux régions d'histoire sédimentaire paléozoïque très différente", le rejeu d'une cicatrice plus ancienne, le long de laquelle seraient montés les minéralisateurs responsables de la migmatisation des sédiments stéphano-permiens.

En tout état de cause, la comparaison s'impose entre les "gneiss du Sapey" et le matériel des socles briançonnais avoisinants. J. BOCQUET (1974A) remarque l'homogénéité de faciès, au degré de conservation de chaque cycle métamorphique près, des différents affleurements de socle dans la zone briançonnaise (au sens large): Ambin, Vanoise (Nord et Sud), Ruitor et une grande partie de la zone du Grand-St-Bernard en Valais et Val d'Aoste (p.269). Cependant dans le cadre d'une comparaison avec les "gneiss du Sapey", les séries de socle présentent des variations lithologiques et minéralogiques intéressantes:

1/ La série lithologique du massif d'Ambin est semblable à celle de Vanoise méridionale. Le groupe de la Clarée, considérée comme anté-namurien (voir M. GAY, 1970-72) est constituée d'une série micaschisteuse à niveaux de metabasites. Y a été localisé un gneiss schisteux à deux micas, constituant une méga-relique dont l'âge anté-alpin des phases micacées a été prouvé par des mesures radiométriques (M. GAY et Y. VIALETTE 1974, J. BOCQUET et al., 1974). La biotite brune y est exceptionnellement fraîche; nous avons observés dans nos roches, et sur deux affleurements, le même phénomène (p. 75 et p. 80).

2/ En Vanoise méridionale, les roches les plus anciennes de l'unité de Chasseforêt, sont considérées comme représentant une série polymétamorphique anté-namurienne (J. BOCQUET, 1974B; GOFFE, 1975; J.F. RAOULT, 1980B). Elle est constituée de micaschistes gris (les micaschistes de l'Arpont) à niveaux abondants de metabasites (ovardites, glaucophanites rubanées...). Cette série se différencie de celle du groupe de La Clarée par la présence d'ortho-gneiss acides à feldspath potassique, d'extension réduite mais dont l'âge n'est pas connu: permien ou anté-namurien (J. BOCQUET, 1974A).

3/ En Vanoise septentrionale (massif de Bellecôte-Mont Pourri), la partie anté-permienne est sujette à controverse: J.F. RAOULT (1980) la présume carbonifère, comme F. ELLENBERGER 1958. Certains auteurs y voient une série anté-namurienne (J. BOCQUET, 1974B). Ce sont des micaschistes gris, parfois charbonneux, à niveaux arkosiques et surtout de metabasites montrant un développement considérable. Les reliques anté-alpines y semblent rares (J. BOCQUET, 1974) et discutables en tant que telles.

4/ L'âge anté-alpin de la série du Ruitor semble faire l'unanimité des auteurs (J. FABRE-1961; F. ELLENBERGER-1958; J. BOCQUET-1974A): elle représente le socle du Houiller briançonnais. Elle est essentiellement formée de micaschistes gris associés à des paragneiss albitiques, de metabasites (ovardites, prasinites) et de gneiss ocellés leucocrates à feldspaths potassiques. Une partie au moins de ces gneiss a été interprétée comme des produits intrusifs permo-carbonifères (R. CABY, 1974). J. FABRE (1961) souligne cependant que ces gneiss sont bien semblables à ceux que l'on trouve remaniés dans les sédiments transgressifs sur le socle du Ruitor et surtout dans les conglomérats stéphano-permiens de l'Assise de Courchevel. Les galets y sont constitués d'un matériel déjà folié et plissé par une seconde phase anté-alpine.

Dans cette série polymétamorphique, on connaît principalement les minéraux anté-alpins suivants:

- . un grenat de grosse taille, riche en almandin (bien différent du grenat alpin, frais, de plus petite taille);
- . le staurotide, la biotite brune (J. FABRE, 1961);
- . et le disthène découvert plus récemment (J. BOCQUET, 1974A).

Le mica blanc de grande taille (jusqu'à 8 cm) est d'origine plus douteuse: muscovite d'origine ou rétro-morphose d'andalousite ?.

J. BOCQUET (1974A) a étudié les relations chronologiques entre ces différents minéraux et conclut à l'existence d'une paragenèse anté-alpine à amphibole verte-grenat-almandin-staurotide-disthène (faciès amphibolite à almandin), antérieure à une paragenèse aussi anté-alpine à biotite brune-mica blanc (p. 264).

Cet auteur décrit ainsi un micaschiste, exceptionnellement préservé de la rétro-morphose alpine, provenant de la bordure orientale du glacier du Ruitor (p. 231-232):

"(....) Une biotite abondante brun-jaunâtre souligne la foliation. Un peu de mica blanc s'y associe parfois lamelle à lamelle. Le quartz à peu près isogranulaire est xenoblastique, des micas blancs très fins dessinant une structure cloisonnée. Les mêmes micas blancs très fins forment avec le quartz des pseudomorphoses prismatiques, évoquant un feldspath potassique ou de la cordiérite. Quelques chlorites isolées, des lamelles d'hématite et de l'apatite sont accessoires. L'intérêt de cette section est surtout constitué par des reliques de disthène entouré de fins micas blancs. Ce disthène peut avoir fait partie de la même paragenèse que le grenat".... (L'auteur renvoie ici à une microphoto.: Pl.Fc p.218).

" Dans les craquelures de celui-ci se trouve de la biotite brune qui lui est donc postérieure. (....) Grenat et biotite sont ni l'un ni l'autre chloritisés: aucun cristallisation alpine ne se décèle dans cette roche. (...)"

On ne peut manquer de remarquer l'analogie entre ce micaschiste fin à disthène-grenat-biotite avec notre leptynite micaschisteuse de l'arête de Péclat (p. 79) à disthène-staurotide-grenat-biotite et avec la leptynite grenue du sommet de la Pointe des Fonds (p. 75) à grenat-biotite. A quelques variations près, nous observons dans nos roches des relations chronologiques indentiques, entre les assemblages minéraux, ainsi que la fraîcheur, surprenante de la biotite brune.

Cette étroite ressemblance, du point de vue minéralogique (mêmes espèces minérales indiquant un cheminement métamorphique anté-alpin analogue dans ces deux roches en position structurale bien différente), vient renforcer une analogie lithologique (micaschistes gris, metabasites, gneiss ocellés leucocrates), déjà soulignée par les auteurs (J. FABRE, 1961). F. ELLENBERGER, 1958 (p.63) émet même l'hypothèse, pour la rejeter aussitôt, d'un âge éo-permien de la série du Ruitor, à cause de ses analogies avec les "gneiss du Sapey".

Au vu de ces ressemblances, et d'après les considérations structurales notées plus haut, je vois la patrie d'origine des "gneiss du Sapey" dans un socle analogue à celui du Ruitor. La position "structurale" de ce socle à l'époque tardi-hercynienne n'est pas incompatible avec son écaillage dans des conditions de sub-surface: à cette époque un tel socle (et

le socle du Ruitor lui-même) était émergé, érodé, puisque l'Assise de Courchevel le remanie sous forme de galets (voir le modèle ci-dessous, intégrant les données paléogéographiques du bassin houiller briançonnais savoyard (J. FABRE, 1961).

Notons que cette attribution de la patrie des "gneiss du Sapey" n'a pas de valeur géométrique (le modèle proposé plus bas (fig.III.16) est sans orientation précise, l'extension et la géométrie d'un socle "type Ruitor" étant évidemment inconnues.

III.4.7 - MODELE PROPOSE

Il est illustré par le schéma de la figure III.16. J'ai tenté d'intégrer au mieux mes observations et les conclusions paléogéographiques de J. FABRE, 1961.

1/ La subsidence de la fosse continentale, future zone houillère briançonnaise, dure du Namurien (?) au Stéphanien inférieur.

La phase "asturienne" se traduit par le dépôt à l'époque stéphano-permienne de conglomérats polygéniques (Assise de Courchevel) légèrement discordants sur les sédiments houillers modérément plissés. Ces conglomérats proviennent du démantèlement d'un socle cristallin émergé et proche. Comme le soulignent F. ELLENBERGER et J. FABRE, le matériel remanié évoque celui de la série du Ruitor d'où il provient vraisemblablement, mais aussi celui des "gneiss du Sapey".

Cet épisode est accompagné de la mise en place de filons intrusifs (microdiorites et roches basiques). (Certains de ceux-ci ont pu se mettre en place lors d'épisodes antérieurs).

2/ La phase saalienne se manifeste ensuite par une importante tectonique tangentielle; les failles normales ayant conditionné antérieurement la géométrie et la subsidence du bassin, jouent en décrochements et/ou en chevauchements, induisant la mise en place d'écaillés issues d'une série anté-namurienne à couverture réduite ou absente. Cette phase a pu être précédée par des montées magmatiques acides, dans un secteur actuellement masqué de la zone houillère. Les leptynites représenteraient alors les témoins de la série anté-namurienne et les gneiss ocellés les témoins de ces granitoïdes permians. Ces derniers s'apparentent alors aux microdiorites de la zone houillère, pénécotemporaines ou plus anciennes avec lesquelles ils présentent des analogies chimiques (voir § III.1).

Ils s'apparentent aussi aux roches présumées permo-carbonifères intrusives dans la série du Ruitor et la série de Vanoise septentrionale (R. CABY, 1974). Cette dualité génétique des "gneiss du Sapey" est illustrée par la figure III.16 B. Nous avons cependant souligné plus haut que l'âge permien de ces granitoïdes est largement hypothétique, et rien n'interdit qu'ils soient anté-houillers, à l'instar des leptynites (fig. III. 16 A).

3/ Ces déformations tectoniques sont suivies, à l'époque néopermienne d'un épisode d'érosion et du dépôt de sédiments d'origine lointaine auxquels se mêlent par endroits, des produits de démantèlement d'origine locale (conglomérats à blocs de matériel gneissique du St Bernard et du Plan des Génisses).

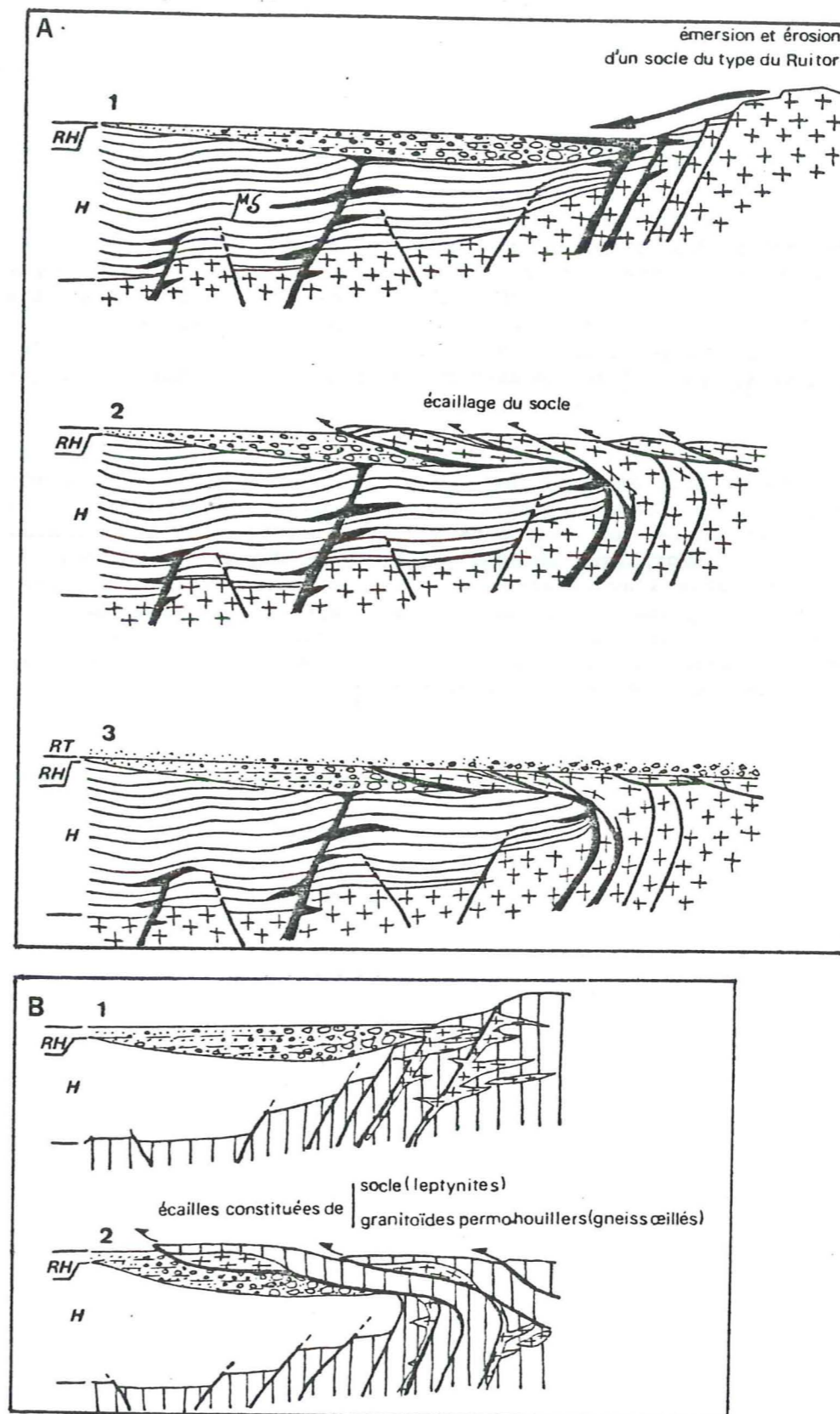


Fig.III.16: Modèle d'évolution dynamique du bord oriental (?) du bassin houiller briançonnais au cours du Paléozoïque supérieur (voir texte)
 H: sédiments houillers (Namurien(?)-Stéphanien inférieur);
 RH: sédiments stéphano-permiens; RT: sédiments néopermiens et permo-triasiques; $\mu\delta$: microdiorites.

On objectera que la phase saalienne est généralement considérée comme un épisode fort modeste, les derniers épisodes du cycle hercynien se limitant à une tectonique distensive et se manifestant par le rejeu vertical, normal, d'accidents plus anciens. Mais on sait que de tels accidents tardifs ont pu avoir des composantes horizontales non négligeables, qui en Europe occidentale, s'intègrent dans un schéma de compression globale N-S ou NW-SE (F. ARTHAUD et Ph. MATTE, 1975). Les décrochements ont été accompagnés de chevauchements; le bassin houiller des Cévennes, par exemple, a subi une tectonique tangentielle postérieure au Stéphaniens et antérieure au Trias, matérialisée par des chevauchements d'ampleur plurikilométrique (J. GRAS, 1971).

Ce qui reste problématique est le mécanisme de la mise en place des écailles tectoniques. Comment peut-il être compatible avec la relative régularité du contact entre les sédiments stéphano-permiens et les "gneiss du Sapey" ? Une telle tectonique laisse supposer un degré de déformation plus intense que ne semble l'avoir enregistré le substratum de ces écailles. L'hétérogénéité des leptynites discutée au paragraphe III.3.4.4, pourrait apporter ici un élément de réponse, en suggérant que des portions de cet ensemble représentent peut-être des lambeaux de sédiments stéphano-permiens, coincés entre des lames de matériel franchement allochtone.

QUATRIEME CHAPITRE - EVOLUTION STRUCTURALE ALPINE

- IV.1- Introduction
- IV.2- Mise en évidence d'un premier épisode tectonique D₀
- IV.3- Les phases plicatives synschisteuses D₁ , D₂ , D₃
 - IV.3.1- Organisation générale
 - IV.3.2- Bordure interne de la zone houillère
 - IV.3.3- Les écailles mésozoïques
 - IV.3.4- Vanoise méridionale
- IV.4- Les déformations tardives D₄
- IV.5- Conclusions à l'étude structurale
 - IV.5.1- Récapitulation
 - IV.5.2- L'accident Modane-Chavière
 - IV.5.3- Corrélations et âges
 - IV.5.4- Modèle d'évolution structurale

QUATRIEME CHAPITRE

EVOLUTION STRUCTURALE ALPINE

IV.1 - INTRODUCTION

La reconstitution de l'évolution structurale du secteur étudié est basée sur des examens cartographiques et d'affleurements. Elle repose ainsi sur l'étude des structures d'échelles très variables: kilométriques à infra-centimétriques. Je me suis surtout intéressé aux structures plicatives synschisteuses (IV.3) qui, nous le verrons, sont de plusieurs générations et interviennent postérieurement à un épisode tectonique tangentiel ayant conduit à l'empilement des diverses unités rencontrées (IV.2). Je me suis, par contre, peu attaché aux structures cassantes tardives (IV.4): elles interviennent pour une faible part dans la géométrie de l'édifice essentiellement élaboré antérieurement.

Dans chacun de ces paragraphes, il sera fait allusion à l'accident Modane-Chavière; les hypothèses sur son fonctionnement, basées sur l'observation des structures l'avoisinant, seront présentées en conclusion (IV.5).

IV.2 - RAPPORTS ENTRE LES DIFFÉRENTES UNITÉS STRUCTURALES MISE EN ÉVIDENCE D'UN PREMIER ÉPISODE TECTONIQUE DO

L'accident Modane-Chavière, subméridien sur le terrain étudié, sépare d'une part la zone houillère et les écailles mésozoïques montrant presque partout des séries renversées, et d'autre part la couverture permowarfénienne de Vanoise méridionale, montrant au contact une série normale.

IV.2.1 - CONTACT ENTRE LA COUVERTURE PERMO-WERFENIENNE DE VANOISE MERIDIONALE ET LA SERIE CARBONATEE BRIANCONNAISE

La nature du contact originel entre ces deux unités est difficile à préciser sur le terrain étudié. En effet, ce contact s'observe très rarement, puisque j'ai signalé que la série carbonatée est ici réduite à de rares lambeaux de carbonates attribués à l'Anisien. J'ai cependant noté que ces carbonates semblent reposer tectoniquement sur les quartzites werfénien (II.1.3).

Pour se faire une meilleure idée de ce contact originel, il faut se déplacer vers le Nord, à proximité du front septentrional de Vanoise méridionale. La série carbonatée briançonnaise, plus complète, y est représentée par de plus vastes affleurements: Roc de la Valette, Petit-Marchet, Grand-Marchet, etc. D'après E. JAILLARD (Thèse, 1984), elle est en contact tectonique avec son substratum.

IV.2.2 - CONTACT ENTRE LA SERIE PALEOZOIQUE DE LA ZONE HOUILLERE ET LA SERIE CARBONATEE BRIANCONNAISE

J'ai déjà signalé (II.2.2) que ces deux ensembles sont séparés par un niveau de cargneules, et que, au contact, les termes de chacun de ces ensembles sont très variables.

- a/ En ce qui concerne la zone houillère, peuvent se trouver au contact:
- . les quartzites werfénien;
 - . les schistes permotriasiques;
 - . les "gneiss du Sapey" ou les conglomérats stéphano-permiens.

Ces variations peuvent être rapides.

Les quartzites werfénien présents au Col de Chavière sont absents sur les versants Nord et Sud de ce col. Au Grand-Planay, du Sud au Nord, les termes au contact sont successivement les schistes permotriasiques, les "gneiss du Sapey" puis les conglomérats stéphano-permiens. Il en est de même, mais cette fois-ci du Sud au Nord, sous les gypses et cargneules bordant à l'Ouest le revers de Gébroulaz.

b/ En ce qui concerne la série mésozoïque, les termes basaux peuvent être anisiens, ladinien ou carniens: dans l'écaille du Nord du Col de Chavière, on trouve au contact les dolomies ladinien au Nord et les calcaires anisiens au Sud; sur le versant sud du Col, la série triasique est réduite aux brèches carniennes. Sur le versant occidental du Col de Tête Noire, la série est complète au Sud et amputée des termes anisiens au Nord. Dans le secteur du glacier de Gébroulaz, la série carbonatée briançonnaise est absente: le matériel paléozoïque de la zone houillère est directement surmonté par les masses de gypses affleurant du Col du Soufre jusqu'au refuge du Saut. Immédiatement au la série carbonatée apparaît brusquement (Roche Pellier, Roc des Eaux-Noires).

De telles variations, rapides, des termes basaux de la série mésozoïque me paraissent difficilement avoir une origine sédimentaire: il faudrait alors invoquer des absences très locales de dépôt pendant l'Anisien et/ou le Ladinien. J'interprète plutôt ces variations comme le résultat d'un épisode tectonique.

IV.2.3 - CONTACTS ENTRE LES DIFFÉRENTES ECAILLES MESOZOIQUES

Les écailles à série briançonnaise étant coïncées et alignées dans l'accident Modane-Chavière, et séparées par des placages morainiques, il est impossible de savoir si elles ne forment qu'une seule unité où si elles constituent plusieurs unités superposées, comme c'est le cas au Nord de mon terrain (E. JAILLARD, 1984).

J'ai signalé la présence, au Nord du Col de Chavière, d'une série mésozoïque représentée par des carbonates triasiens d'extension et d'épaisseur très réduites, voire nulles, surmontées par des marbres attribuables au Malm et au Crétacé supérieur (II.2.3.3). Cette série, d'affinité interne est en contact direct avec les termes triasiens de la série briançonnaise, à la manière d'une "pseudo-couverture post-triasique" substituée, n'était-ce la présence de carbonates triasiens à la base de la série "briançonnaise interne".

IV.2.4 - CONCLUSIONS

Puisque les témoins de la série mésozoïque briançonnaise reposent tectoniquement aussi bien sur les séries paléozoïques et werféniennes de la zone houillère et de Vanoise méridionale, l'origine paléogéographique de cette pseudo-couverture reste indéterminée. En toute rigueur, elle peut représenter la couverture parautochtone d'un de ces deux "socles" ou bien être franchement allochtone. Cette série briançonnaise présente en tout cas des caractères lithostratigraphiques relativement constants, ne variant pas en fonction de sa position sur l'un ou l'autre de ces deux substratums (E. JAILLARD, 1984): on ne peut pas distinguer deux séries briançonnaises qui auraient des origines différentes.

En tout état de cause, est ici mis en évidence un épisode tectonique tangentiel qui est responsable de l'empilement de deux unités à matériel carbonaté mésozoïque (une série briançonnaise et une série d'origine plus interne) et d'une unité à matériel évaporitique (gypses du glacier de Gébroulaz) sur deux unités à matériel paléozoïque et werfénien: la zone houillère et la Vanoise méridionale, dont les positions relatives lors de cet événement reste à préciser. Nous y reviendrons plus loin. Cette mise en place s'est vraisemblablement réalisée à la faveur de niveaux de décollement (évaporites) dont les cargneules, jalonnant les contacts entre les diverses unités, représentent les témoins.

Or, cette mise en place tangentielle d'unités apparaît comme la plus ancienne de toutes les déformations identifiées sur le terrain étudié, ainsi que plus au Nord (E. JAILLARD, 1984): les contacts majeurs entre ces diverses unités sont déformés par toutes les autres structures. Le contact entre le Paléozoïque de la zone houillère et le matériel des écaillés mésozoïques est ployé par deux des générations de plis identifiés, comme cela est bien visible dans la structure anticlinale du Lac Blanc (IV.3.2). Il en est de même au front de Vanoise méridionale (E. JAILLARD, 1984).

Mis à part ces contacts majeurs, les marqueurs attribuables à ce premier épisode tectonique sont fort peu nombreux:

a) Dans les sédiments stéphano-permiens, j'ai observé une schistosité antérieure à la première phase plicative. Elle recoupe les plans de stratification sous un angle de 20° à 30°, mais elle reste indatable: je ne l'ai observée qu'en un seul point, au Grand-Planay, et on ne peut pas exclure qu'elle soit anté-alpine, par exemple contemporaine de la mise en place des "Gneiss du Sapey".

b) Les marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Paléocène) affleurant sur le versant sud du Col de Chavière, présentent des alternances de niveaux, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, chloriteux et calcitiques, qui sont recoupés par les schistosités syngénétiques des phases plicatives. Plutôt qu'un litage sédimentaire, je vois dans ces alternances le résultat de la réorganisation du tissu minéral, par remobilisation et recristallisation de calcite en exudats, née d'une première phase tectonique. Mis à part ce cas exceptionnel, ce premier épisode tangentiel ne semble s'être accompagné par aucune déformation visible au sein des matériaux des différentes unités. La réorganisation intime de ces matériaux n'a eu lieu semble-t-il, que plus tardivement, lors des épisodes plicatifs qui, seuls, apparaissent comme synschisteux à l'échelle régionale. Il semble donc que la déformation se soit concentrée, lors du premier épisode tectonique, aux limites de ces unités, en particulier dans les niveaux évaporitiques.

En l'absence de structures plicatives et/ou synschisteuses d'orientation mesurable, il m'est impossible de proposer une orientation des contraintes génératrices de cette déformation. Quant à la géométrie des structures élaborées (i.e., l'empilement des unités), je la présenterai plus loin, à la lumière des conclusions sur les déformations ultérieures.

IV.3 - LES PHASES PLICATIVES SYNCHISTEUSES D₁, D₂, D₃

J'ai été confronté sur le terrain à des structures qui se sont révélées être polyphasées. Le problème a donc été le plus souvent de reconstituer l'orientation des différentes générations de structures, en particulier les plus anciennes, déformées par les plus récentes, ainsi que leur chronologie relative. Les diverses reconstitutions déduites de l'examen de structures locales (affleurements) s'intègrent de façon relativement cohérente, à l'échelle de l'ensemble du terrain étudié, dans le modèle évolutif suivant:

- . Le premier épisode, de loin le plus important, est responsable de plis de style pennique d'axes transversaux à la chaîne, à vergence Nord.
- . Le deuxième est responsable de plis d'axes subméridiens, déversés à l'Est, attribués aux classiques "rétro-déversements" des structures.
- . Le troisième épisode, beaucoup plus modeste, a édifié des plis d'axes orientés au NE-SW, déversés au SE.

Les reconstitutions sont basées sur les rapports géométriques entre les différents marqueurs de chaque déformation; ont été principalement utilisés: les plis à toutes les échelles (P), les schistosités "sensu lato" (S) et les linéations (L), le plus souvent de microplissements. Dans ce qui suit, chacun de ces marqueurs sera accompagné d'un indice symbolisant son ancienneté relative, sur un affleurement donné: l'notation P₁ indiquera par exemple l'identification d'un pli apparaissant comme le plus ancien, par rapport à un pli P₂, etc.

IV.3.1 - ORGANISATION GENERALE

Là encore l'accident Modane-Chavière apparaît comme le fil directeur; il sépare en effet un domaine occidental où les séries sont le plus souvent renversées (zone houillère et écaillés mésozoïques) d'un domaine oriental où les séries sont le plus souvent à l'endroit (Vanoise méridionale).

a) Domaine occidental

On y distingue principalement deux flancs inverses longs, séparés par un flanc normal court:

- . De Modane jusqu'au Lac Blanc de Pécllet-Polset, un premier flanc inverse est essentiellement matérialisé par les écaillés mésozoïques;
- . Le Revers de Gébroulaz, la Pointe des Fonds, les contreforts de Pécllet-Polset et la terminaison sud du glacier de Gébroulaz constituent le flanc normal, à matériel essentiellement paléozoïque;
- . Le deuxième flanc inverse, à matériel paléozoïque est principalement représenté par la bordure occidentale du Glacier de Gébroulaz: arêtes de Pécllet, de l'Aiguille du Borgne, du Mont du Vallon et Crête des Mines.

Nous allons voir que ces mégastructures ont des axes orientés transversalement à la chaîne (N 90° à N 120° le plus souvent). Elles sont accompagnées de structures mineures syngénétiques, à toutes les échelles. Elles sont en outre déformées par des plis d'axes subméridiens, déversés à l'Est, surtout visibles dans la partie sud du Glacier de Gébroulaz et dans l'écaille à matériel mésozoïque de Tête Noire.

b) Domaine oriental

Les structures majeures, bien visibles, y sont deux anticlinaux subméridiens et déversés à l'Est: l'anticlinal Pointe de l'Echelle-Aiguille Doran et l'anticlinal Rateau d'Aussois-Loutra. Ils sont séparés par une zone synclinale laminée sur son flanc ouest dans l'accident du Col de la Masse: l'anticlinal de l'Aiguille Doran. apparaît ainsi comme un pli-faille à flanc inverse (oriental) laminé. Son flanc normal, beaucoup mieux représenté, montre, en particulier dans le secteur du Col de Chavière-Pointe de la Partie, des redoublements de séries qui résultent de la présence de plis d'axes transversaux, déformés par les plis subméridiens et donc antérieurs à eux. Cette structure polyphasée a été en outre déformée par une troisième génération de plis d'axe NW-SE.

c) L'accident Modane-Chavière

Nous verrons plus loin que cet accident a fonctionné en faille inverse lors de la formation des plis subméridiens à vergence interne. Ce jeu inverse s'est accompagné d'une composante horizontale senestre. Sa signification antérieure éventuelle est plus largement hypothétique.

Après ce rapide examen des structures d'échelle cartographique, nous allons examiner quelques affleurements caractéristiques, successivement dans le Paléozoïque de la zone houillère, dans le Mésozoïque des écailles et dans la couverture siliceuse de Vanoise méridionale.

IV.3.2 - BORDURE INTERNE DE LA ZONE HOUILLERE

Sa structure est particulièrement déchiffrable dans la partie nord du terrain étudié (massif de Pécllet-Polset, Lac Blanc et Revers de Gébroulaz), malgré les complications que peuvent entraîner la présence et les variations d'épaisseur des "gneiss du Sapey".

IV.3.2.1 - Terminaison sud du glacier de Gébroulaz

On y localise classiquement un synclinal subméridien déversé à l'Est ("synclinal de Gébroulaz") dont la charnière serait visible dans le versant sud de l'Aiguille de Polset; la bordure occidentale du glacier de Gébroulaz représenterait ainsi le flanc inverse de ce pli, son flanc normal étant représenté par les contreforts de Pécllet-Polset (d'après F. ELLENBERGER-1958-p.76). Il faut cependant remarquer, cartographiquement la profonde dissymétrie des deux bordures du glacier de Gébroulaz (voir figure IV.5).

Cette dissymétrie se retrouve ainsi sur la figure IV.1. Y est indiquée une faille, visible dans le versant oriental des arêtes de Pécllet, orientée ici du N 180° au N 10°, pentée 60°W. Elle se prolonge vraisemblablement vers le Sud en passant par le Col de Gébroulaz, séparant ainsi les arêtes de Pécllet de la terminaison sud du glacier de Gébroulaz proprement dite.

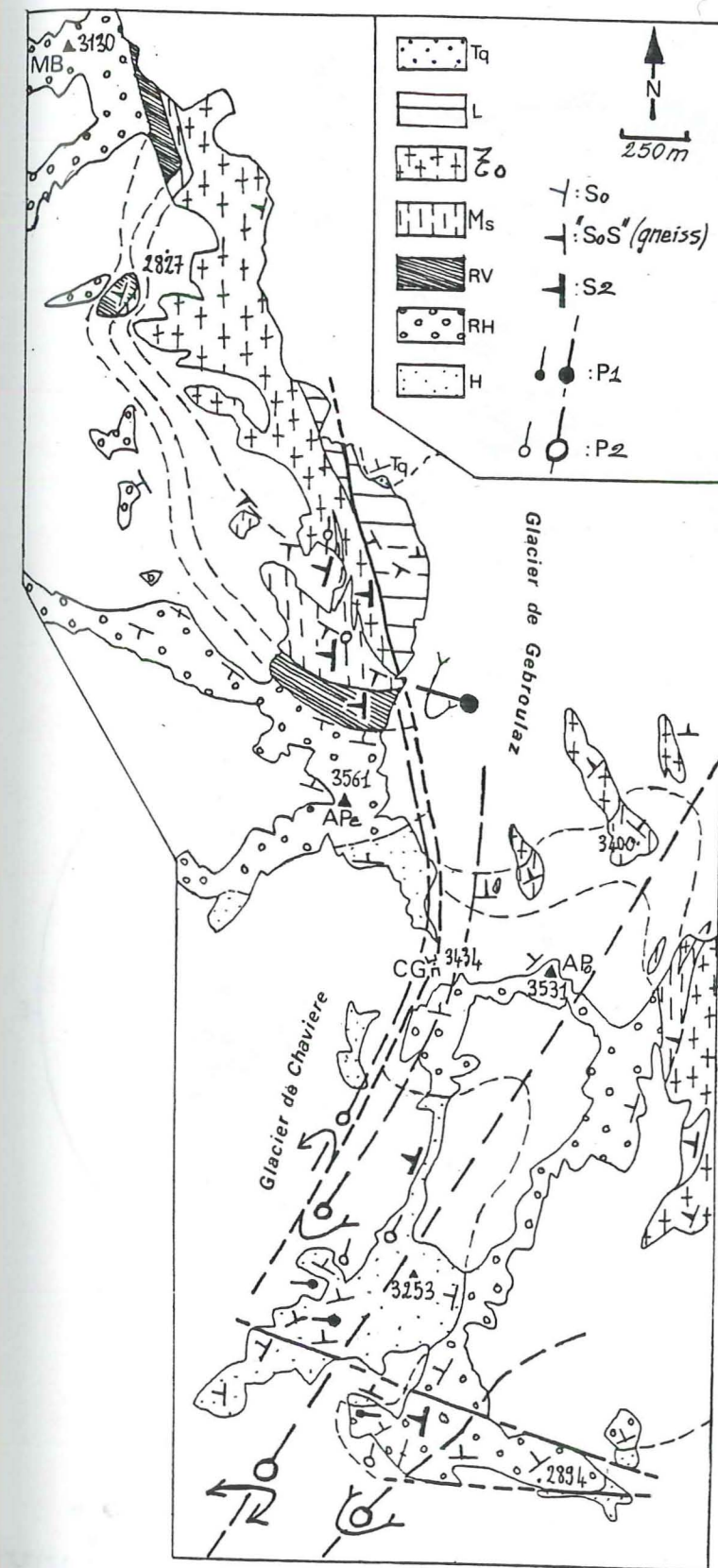


Figure IV.1. : l'extrémité Sud du Glacier de Gébroulaz ;

- Tq : quartzites werféniens ; L et ξ_0 : leptynites et gneiss ocellés du Sapey ;
- RH : conglomérats stéphano-permiens ; Ms : id., mylonitisés ;
- RV : roches basiques intrusives ; H : sédiments houillers ;
- "SOS" : schistosité anté-alpine ("gneiss du Sapey") ;
- APe : Aiguille de Pécllet ;
- APo : Aiguille de Polset ;
- CG : Col de Gébroulaz ;
- MB : Mont du Borgne.

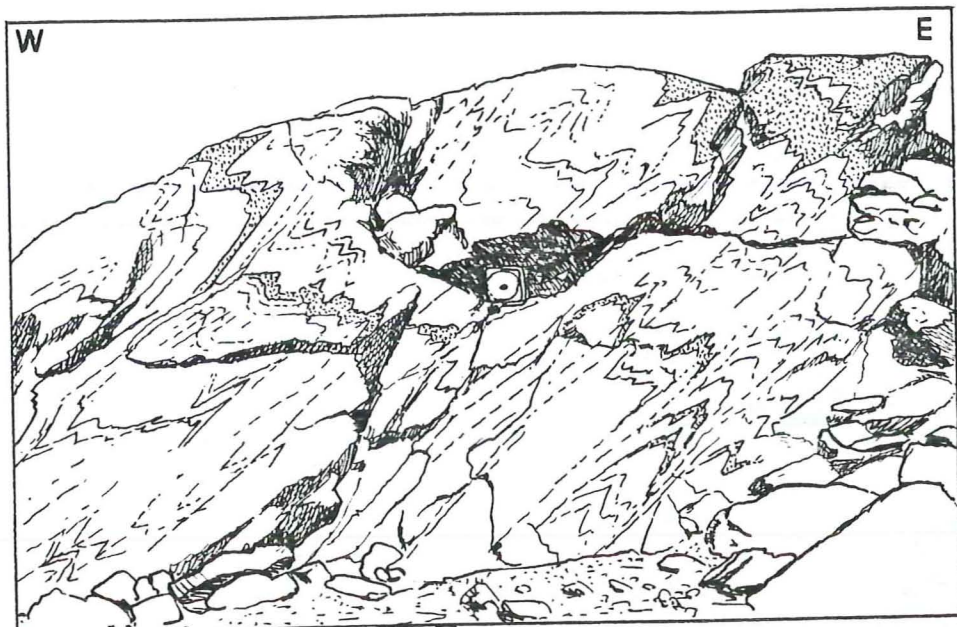


FIGURE IV.4. : Plis P2 dans le flanc normal du synclinal de Gébroulaz ; Schistes et conglomérats versicolores stéphanopériens.

FIGURE IV.2. : Construction de l'axe du synclinal (P1) de l'Aiguille du Pécelet. U

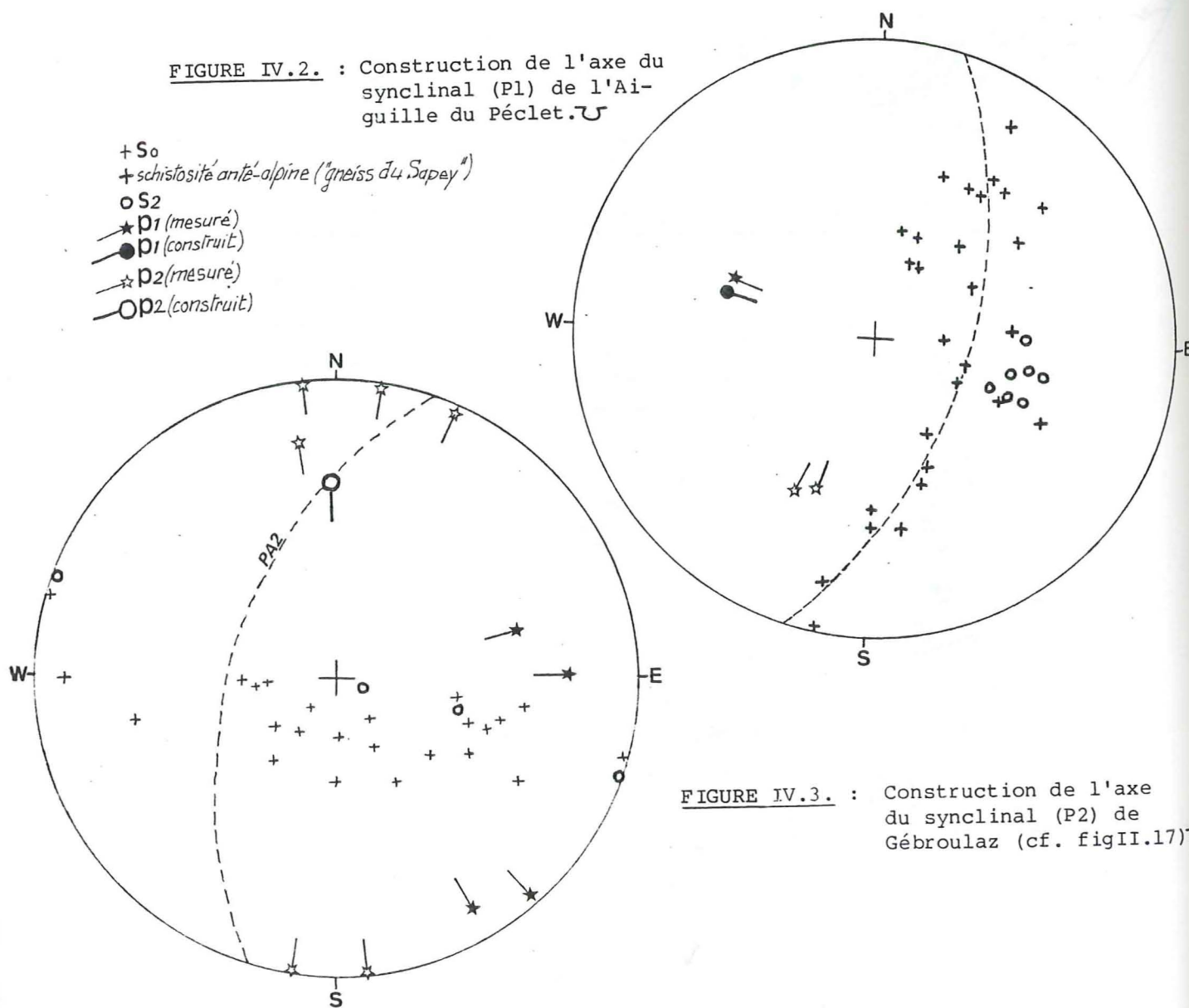


FIGURE IV.3. : Construction de l'axe du synclinal (P2) de Gébroulaz (cf. fig II.17) U

Alors que son compartiment oriental montre des mégastructures sub-méridiennes, son compartiment occidental est affecté d'un pli transversal.

a) En effet, au Nord (secteur du Mont du Borgne), les contacts entre formation la stratification ainsi que la schistosité anté-alpine affectant les "Gneiss du Sapey", sont subméridiens et pentés à l'Ouest; vers le Sud, ces plans "tournent" progressivement pour finalement être transversaux à l'Aiguille de Pécelet. La série inverse au Nord devient alors verticale, puis normale, esquissant ainsi l'amorce d'un pli transversal dont l'axe construit (canevas de WULFF fig.IV.2) est orienté au N 105°, plongeant de 40° à l'Ouest.

Là où les structures sont transversales, la stratification (S₀) et la schistosité anté-alpine sont recoupées par une schistosité subméridienne pentée à l'Ouest (environ N 15°-55° W), schistosité de crénulation syngénétiques de microplis d'axes N 20° environ. J'interprète en outre le fort plongement de l'axe du pli transversal comme le résultat d'un basculement ultérieur; ce pli de première génération (P₁) serait ici dans le flanc normal d'un anticlinal de seconde génération (P₂), syngénétique de la schistosité N 15°.

b) La terminaison même du glacier de Gébroulaz montre au contraire des structures cartographiques subméridiennes (fig. IV.1). On décèle ainsi un anticlinal médian, flanqué de part et d'autre de deux synclinaux. Ces plis, déversés à l'Est, ont des plans axiaux orientés du N 10° au N 20°. La charnière du synclinal oriental -il s'agit du "synclinal de Gébroulaz" de F. ELLENBERGER (1958)- dessinée par les conglomérats versicolores du Stéphanopérien, a déjà été décrite (fig.II.17). Des mesures effectuées dans les affleurements les plus méridionaux indiquent que son axe est orienté au N 180° et plonge de 20° au Nord (canevas de WULFF, fig. IV.3). Ce pli est accompagné de plis d'entraînement à toutes les échelles et d'une schistosité relativement discrète. La figure IV.4, représente de tels plis subisoclinaux, relevés dans le flanc normal de ce méga-synclinal (schistes et conglomérats stéphanopériens affleurant au sommet de la falaise dominant le versant sud du Col de Chavière).

Il faut cependant souligner que ces mégastructures subméridiennes interviennent sur des surfaces préalablement pentées vers le Nord: , comme l'indiquent pour l'axe de l'anticlinal médian, les orientations de la schistosité anté-alpine du matériel gneissique des îlots rocheux du glacier; à l'approche des charnières les plans de la stratification deviennent transversaux.

A l'échelle mésoscopique, les structures transversales sont des plis métriques à centimétriques, surtout relevés dans les sédiments houillers (cœur et flanc normal de l'anticlinal médian); les axes orientés du N 60° au N 100°, plongent généralement vers l'Ouest, conséquence de leur déformation dans les plis subméridiens déversés à l'Est. Leurs plans axiaux généralement matérialisés par une schistosité de cœur de pli, sont pentés vers le N ou le NW. Dans ce secteur, on relève en outre des mésostructures subméridiennes: microplis d'axes plongeant généralement vers le Nord et couloirs de schistosité orientés au N 20° à 30°, fortement pentés à l'Ouest: ils recoupent les plis transversaux à l'emporte-pièce et semblent localement syngénétiques de plis décimétriques à axes très redressés.

c) Cartographiquement, la "faille de Gébroulaz" a une composante apparente dextre (voir fig. IV.1); composante qui semble confirmée par l'attitude de la schistosité anté-alpine affectant les leptynites, surmontées de quartzites werféniens, affleurant à la base des arêtes de Pécelet: elle semble y dessiner un crochon de faille dextre.

Il faut cependant remarquer que cette faille sépare un synclinal P2 (à l'Est) d'un anticlinal P2 (à l'Ouest), ce dernier ayant été déduit du basculement du "synclinal P1 de l'Aiguille de Pécelet". Elle peut ainsi être interprétée comme une faille inverse, contemporaine des plis P2 qu'elle sépare et qui apparaissent ainsi comme des plis-failles à flancs inverses laminés. Son jeu inverse aurait d'ailleurs induit une composante apparente dextre, puisqu'il intervient sur des surfaces préalablement pentées au Nord. De même, le "crochon" dessiné par les leptynites peut aussi bien être interprété comme la trace d'un synclinal P2 intervenant sur une surface antérieurement pentée fortement au Nord.

Il faut enfin noter que la "faille de Gébroulaz" a tardivement fonctionné en faille normale (abaissement du compartiment ouest) comme l'indiquent des stries relevées dans sa partie méridionale visible.

d) Conclusion: ce secteur du glacier de Gébroulaz nous permet de mettre en évidence la superposition de deux générations de structures plicatives synschisteuses, transversales et subméridiennes.

La structure transversale majeure est le pli P1 de l'Aiguille de Pécelet. Son flanc inverse est formé par les arêtes bordant à l'Ouest le glacier de Gébroulaz et se prolonge jusqu'à (au moins) l'extrémité nord du terrain cartographié (crête des Mines). Son flanc normal, esquissé par la base de l'Aiguille de Pécelet, se retrouve, décalé cartographiquement vers le Sud, par la "faille de Gébroulaz", dans la terminaison sud du glacier (Aiguille et Dôme de Polset). Les plans axiaux des microplis P1 associés, ainsi que les plans de stratification dans les secteurs ultérieurement les moins déformés (c'est-à-dire dans les charnières des plis P2) sont pentés vers le Nord: le pli P1 de l'Aiguille de Pécelet apparaît ainsi comme une antiforme synclinale à plan axial penté au Nord.

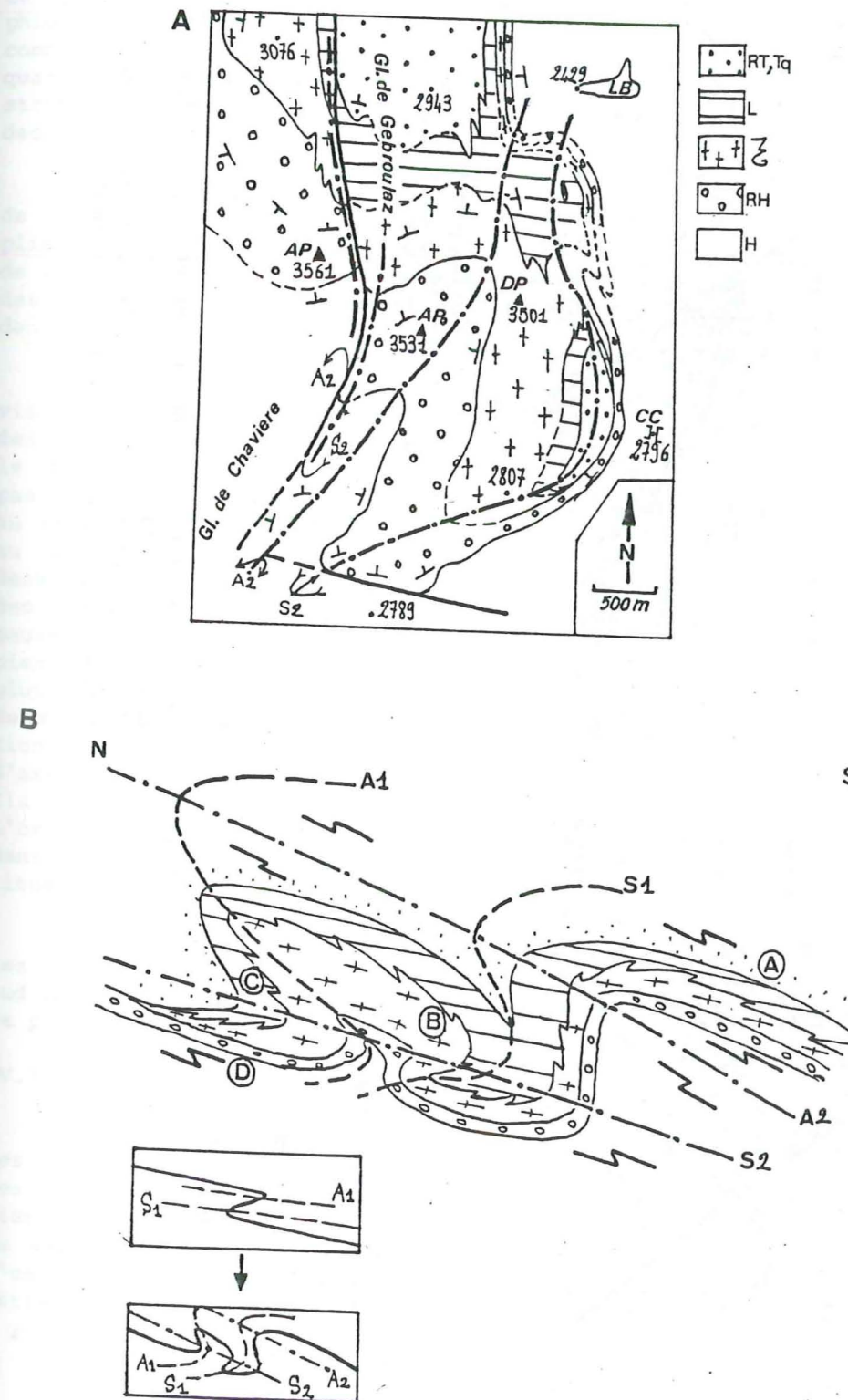
Cette structure 1 a été ensuite déformée par un train de plis subméridiens déversés à l'Est; leurs plans axiaux sont en fait orientés du N 10° au N 30°. Il est vraisemblable que "la faille de Gébroulaz" est contemporaine de ces plis P2, fonctionnant alors en faille inverse. Ces mégaplis P2 sont accompagnés de plis à toutes les échelles et d'une schistosité S2.

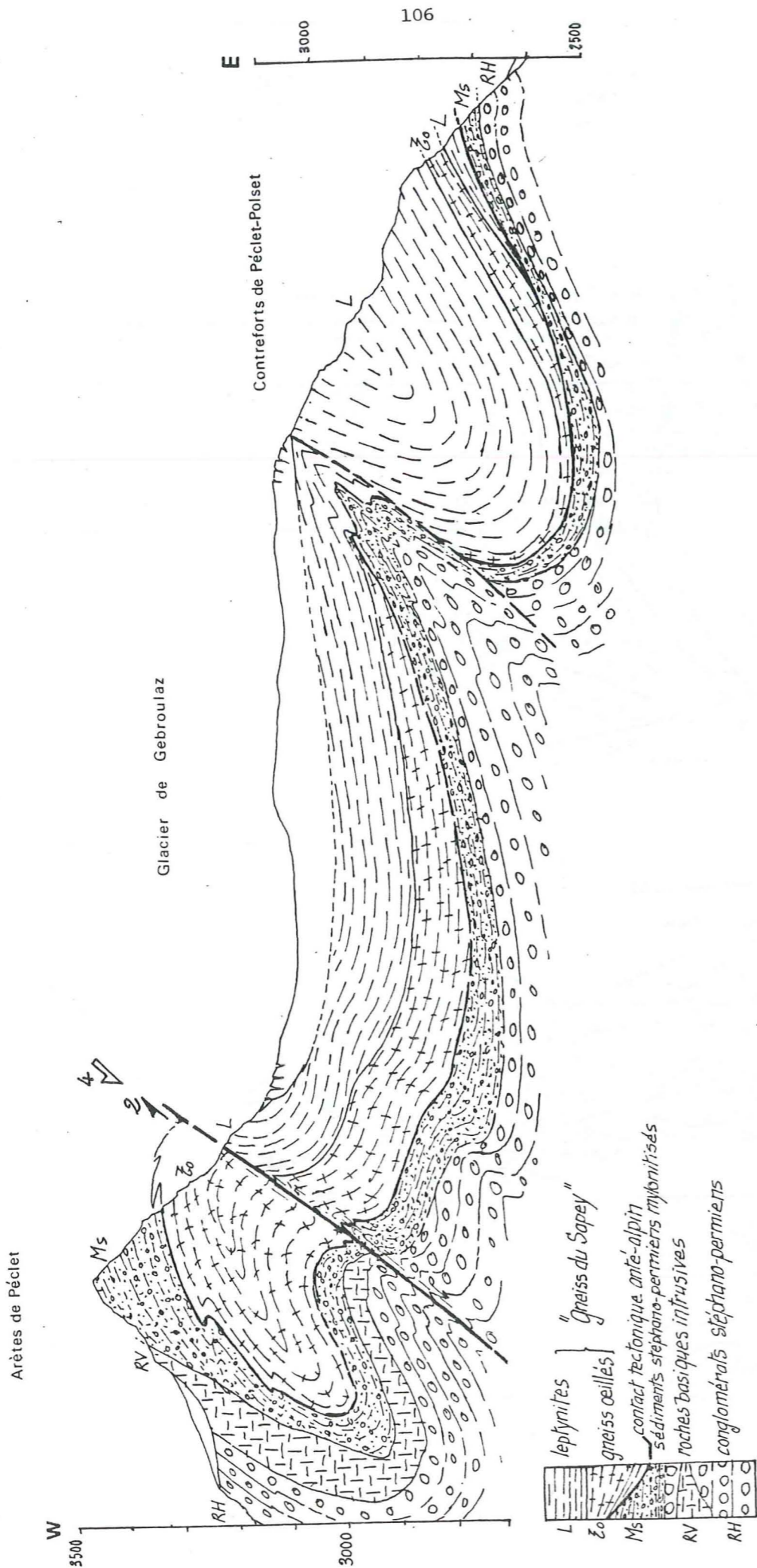
La superposition de ces deux générations de structures est responsable:

- d'une part de la déformation des structures 1, qui se manifeste principalement par le plongement des axes des P1 et par le fait que la schistosité S2 recoupe les plis P1 à l'emporte-pièce. La géométrie des structures apparaît ainsi beaucoup moins constante, régulière, que celle des structures 2;
- d'autre part par le plongement vers le Nord des axes des P2.

Il apparaît ainsi que le grand axe du glacier de Gébroulaz, ne correspond pas à la trace d'un synclinal P2, mais à la trace du plan axial du synclinal P1 de l'Aiguille de Pécelet, ultérieurement basculé à l'Ouest; les plis P2 sont obliques sur ce grand axe: ils se prolongent, en direction NNE, dans les contreforts de Pécelet-Polset.

FIGURE IV.5. : Structure des contreforts de Pécelet-Polset ; A : carte interprétative ; B : coupe schématique (les lettres renvoient au texte).





(la localisation des coupes est indiquée à la fig. IV.48.)

FIGURE IV.6. : Coupe de l'extrémité Sud du glacier de Gébroulaz ; les plis P2 affectent le flanc normal et la charnière du synclinal P1 de l'Aiguille de Péclet ; la faille F2 du glacier de Gébroulaz a rejoint tardivement (F4) en faille normale.

IV.3.2.2- Les contreforts de Péclet-Polset

En effet, deux des plis P2 précédemment identifiés, le "synclinal de Gébroulaz" et "l'anticlinal médian" se prolongent dans les contreforts de Péclet-Polset (voir fig.IV.5a) affectant ici aussi le flanc normal du synclinal P1 de l'Aiguille de Péclet. Ces contreforts présentent cartographiquement des figures résultant manifestement d'une tectonique polyphasée comme en témoigne en particulier la "cuvette tectonique" occupée par les quartzites werféniens, dominant le Col de Chavière. La lecture de ces structures est rendue difficile par les fortes variations d'épaisseur des différents faciès des "Gneiss du Sapey".

La figure IV.5b est une coupe imaginaire interprétative des contreforts de Péclet-Polset. Leur structure résulterait de la déformation, par les plis P2, de plis P1 de flanc normal du mégasyndinal 1 (voir cartouches de la figure IV.5). J'ai essayé de concilier au mieux l'aspect cartographique des contreforts et la géométrie des rares structures de détail observées dans ce secteur.

On note en particulier que les pincées de schistes permo-triasiques, visibles dans la partie nord des contreforts (en A) ne peuvent être que des plis P1; leur regard est incompatible avec celui des plis P2 dans le flanc normal d'un anticlinal 2 déversé à l'Est. Leurs axes ne sont pas mesurables, à cause de l'effilement de leurs charnières, mais on relève, au sein de ces pincées de schistes, des replis subisoclinaux d'axes orientés au N 120° et plongeant à l'Ouest. De même, en B, le regard des "plis" dessinés par le contact gneiss ocellés/leptynites n'est compatible qu'avec des plis P1. Par contre, en C, les "plis" dessinés par ce même contact peuvent être de première ou de seconde génération. En fait, ces structures, bien visibles dans la partie sud des contreforts (voir Pl.2) s'apparentent plutôt à des écaillages, mais on ne peut cependant pas exclure qu'il s'agisse de structures beaucoup plus anciennes, anté-alpines. Enfin en D, la déformation D2 est matérialisée par des plis plurimétriques à centimétriques, d'axe N 10° à N 25°, à schistosité de plan axial pentée à l'Ouest. Ils sont particulièrement visibles à la base de la partie sud des contreforts. L'orientation primitive des plis P1 est ici difficile à préciser; c'est dans le coeur de l'anticlinal du Lac Blanc qu'elle va pouvoir être reconstituée.

La coupe de la figure IV.6, intéressant les arêtes de Péclet et les contreforts de Péclet-Polset schématise la structure de la terminaison sud du glacier de Gébroulaz, illustrant la superposition des deux générations de plis.

IV.3.2.3- L'anticlinal du Lac Blanc

Bien visible dans le paysage, son flanc normal est formé par l'ensemble des "Gneiss du Sapey" de la pointe des Fonds, prolongement vers le Nord des contreforts de Péclet-polset. Sa charnière et son flanc inverse sont bien dessinés par les carbonates mésozoïques du Roc des Eaux-Noires et du verrou du Lac Blanc, alors que les terrains paléozoïques y sont laminés. C'est dans les sédiments houillers occupant le coeur de l'anticlinal, entre Lac Blanc et Pointe des Fonds, que sa géométrie peut être reconstituée.

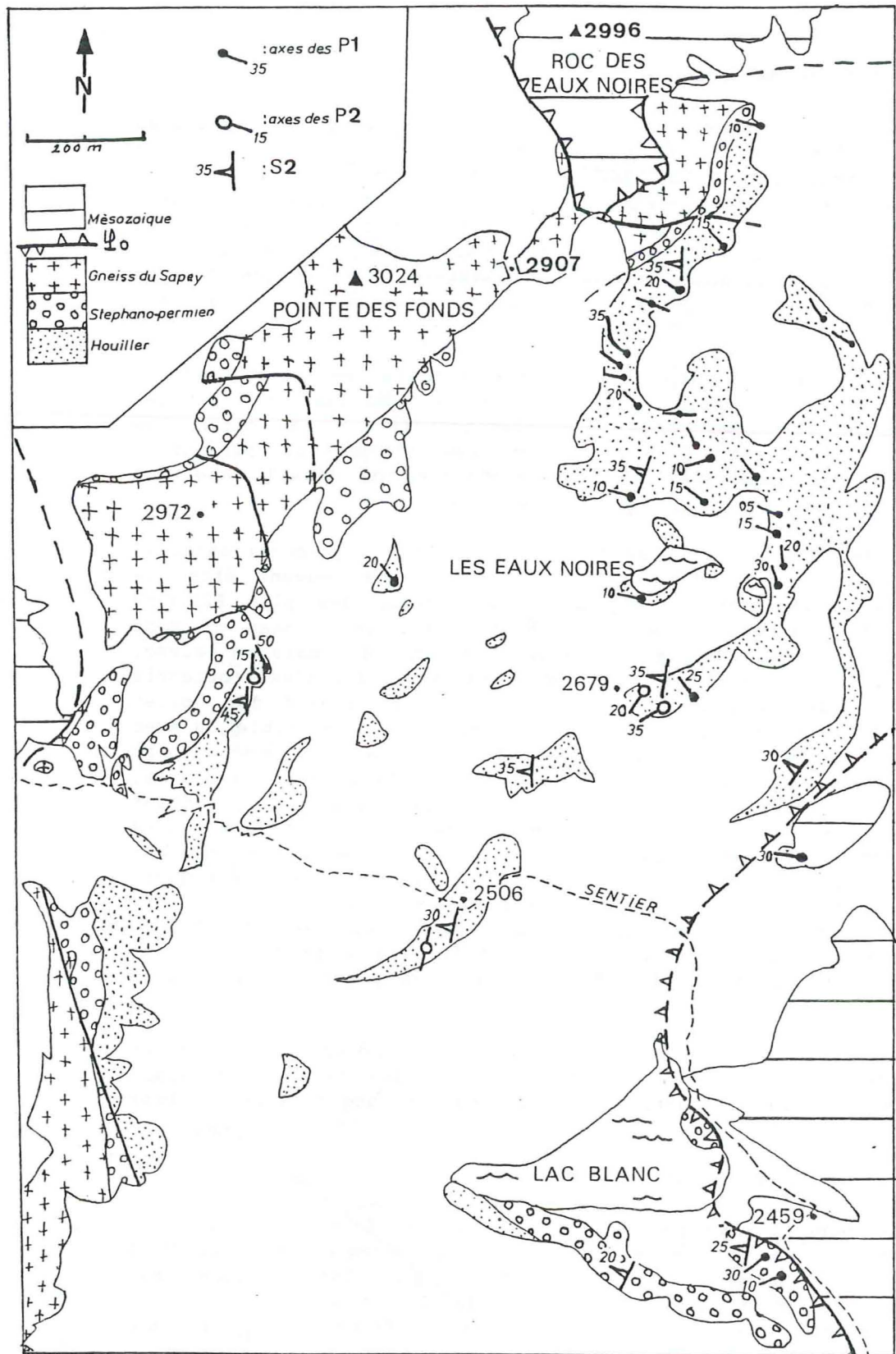


FIGURE IV.7. : Localisation des plis mineurs P1 relevés dans le coeur de l'anticlinal (P1) du Lac Blanc.

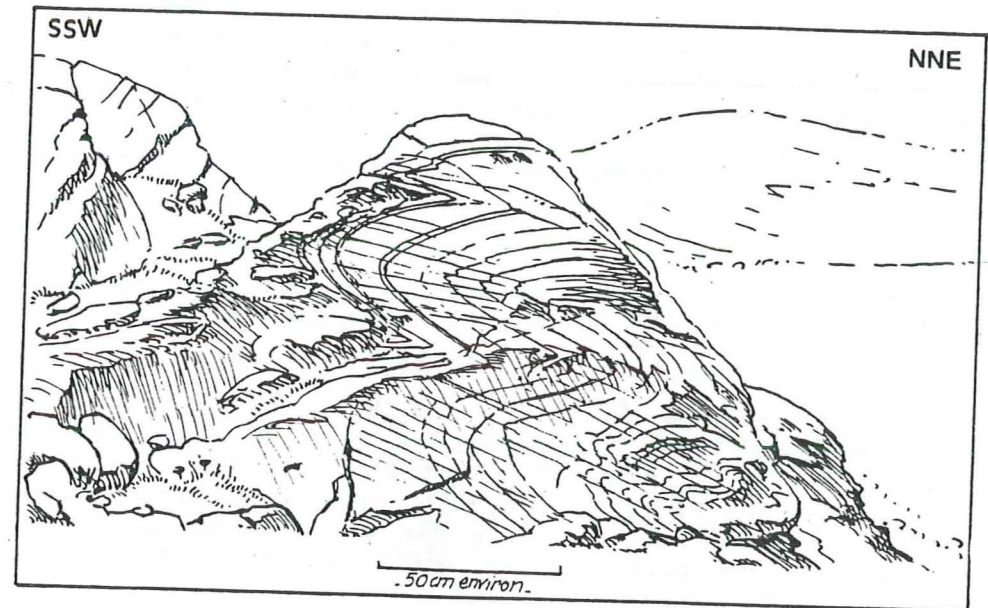


FIGURE IV.8 : Exemple d'un pli mineur P1 de l'anticlinal du Lac Blanc (axe N 100°-10° W) ; rive sud du Lac des Eaux-Noires.

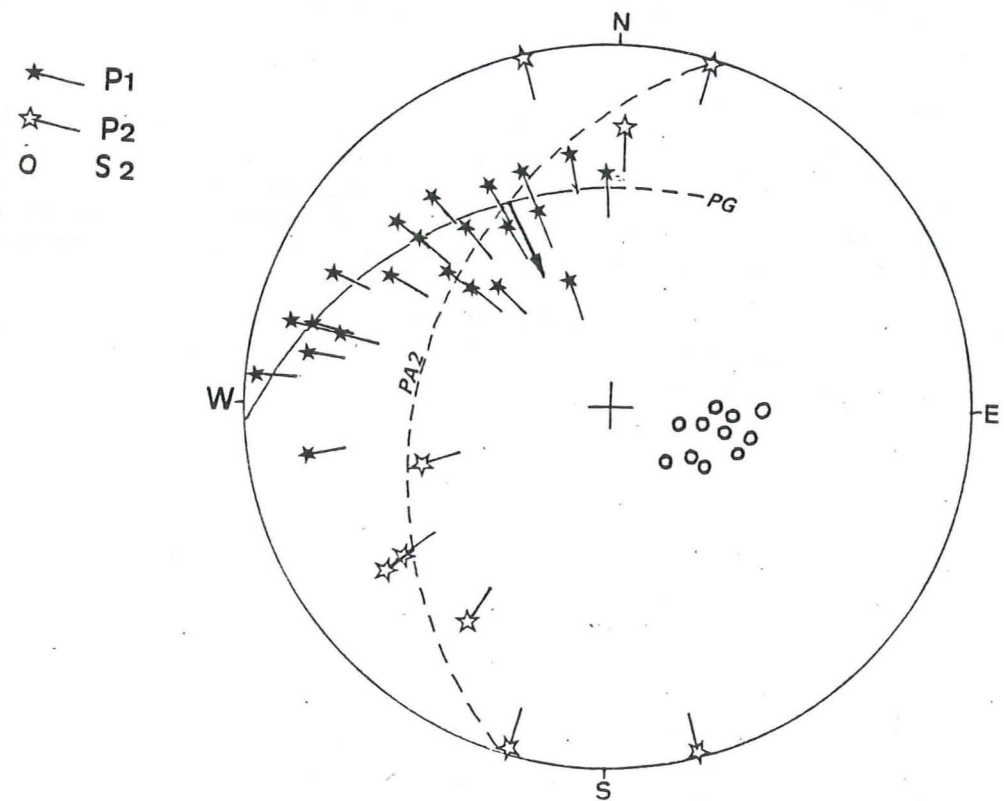


FIGURE IV.9 : Report stéréographique de plis mineurs P1 et P2 de l'anticlinal du Lac Blanc. Les P1 sont dispersés sur un grand cercle (PG), indiquant qu'ils ont été déformés par un pli P2, de plan axial PA2.

Ce matériel est en effet affecté de nombreux plis d'échelle pluri-métrique à centimétrique. Dans la mesure du possible, j'y ai distingué deux générations de plis, sur la base des relations géométriques entre éléments structuraux: le style des plis permet difficilement de les différencier: ils sont tous subisoclinaux, concentriques aplatis, la tendance à un style semblable s'accentuant dans les niveaux les moins compétents (schistes). Ainsi ont été considérés comme plis anciens (P1): les plis à axes et plans axiaux courbes, les plis recoupés à l'emporte-pièce par une schistosité S2; ont été considérés comme plis P2, les plis admettant pour plan axial un plan analogue à S2.

La figure IV.7 montre la localisation de quelques uns de ces plis.

La figure IV.8 montre un pli P1 (rive sud du petit lac des Eaux Noires).

Reportées sur canevas de WULFF (fig.IV.9), ces deux générations de plis s'individualisent bien. Les axes des plis P1 sont disposés sur un grand cercle (plan de glissement PG) dont l'horizontale donne l'orientation primitive des axes des P1 (environ N 90°), orientation conservée aux coeurs des plis P2. L'orientation originelle des plans axiaux 1 est donnée par la schistosité S1 des plis P1, les moins déformés: celle-ci est alors orientée au N 80° à N 110°, pentée de 20° à 30° vers le Nord.

Les axes des plis P2 sont disposés le long d'un grand cercle, qui représente le plan axial de ces plis nés par glissement. La position du plan axial du pli P2 est donnée par les lieux où les plis P1 sont les moins déformés; il passerait ainsi par le ressaut rocheux dominant les lacs des Eaux Noires. Le pli P2 est peut-être le même que celui décelé plus au Nord dans les carbonates mésozoïques du Roc des Eaux Noires par E. JAILLARD (Thèse 1984).

Du fait de l'absence du niveau repère, je n'ai pas mis en évidence une grande structure P1 au sein des sédiments houillers: elle est dessinée par le contact entre les matériels paléozoïque et mésozoïque; les orientations des So, mesurées par E. JAILLARD (1984) indiquent que l'anticlinal du Lac Blanc est un pli d'axe orienté N 90°-100°, à plan axial penté au Nord. Les plis P1 ont ainsi des orientations constantes à toutes les échelles.

Il apparaît ainsi que l'anticlinal du Lac Blanc est essentiellement structuré par la première déformation plicative; c'est un anticlinal P1 déversé au Nord et à plan axial penté au Nord (pli à tête plongeante). Les structures 2 jouent un rôle minime dans sa géométrie.

IV.3.2.4- Le Revers de Gébroulaz (voir fig. IV.10).

Il constitue le prolongement vers le Nord du flanc normal de l'anticlinal du Lac Blanc.

A l'échelle cartographique, les terrains paléozoïques (conglomérats stéphano-permiens et "Gneiss du Sapey") s'enfoncent en tunnel, avec une composante globale vers le NNW, sous les terrains mésozoïques, sur 270°:

- . à l'Est et au Nord sous les carbonates triasiques du Mt Coua et de la Roche Pelier;

- . à l'Ouest sous les gypses du Col du Soufre (cf. fig.III.7).

La série paléozoïque est affectée de grands plis isoclinaux qui se traduisent par des redoublements, en particulier bien visibles au Sud du point 2773 (fig.IV.10). Une charnière synforme anticlinale est décelable cartographiquement dans la partie nord du Revers (fig.IV.10). L'orientation de l'axe de ces plis transversaux n'est pas déterminable avec précision, mais de nombreux plis synschisteux contemporains, de plus petite échelle ont été observés: leurs axes sont orientés du N 90° au N 120°, et leurs plans axiaux sont faiblement pentés au NE ou au NW. Le coupe de la fig.IV.13 schématise ces structures transversales P1.

Elles ont été déformées par des structures subméridiennes. La superposition des deux générations de structures plicatives conduit à des figures caractéristiques, toutefois compliquées par la présence des "Gneiss du Sapey" (contacts originels non horizontaux): dans la partie NE, des plis P1 transversaux sont déformés par un anticlinal P2 d'axe subméridien, puis par des plis écaillés P3 d'axe N 25°. L'anticlinal P2 se suit vers le Sud, passant approximativement par le sommet de la Pointe des Fonds.

A l'affleurement, les déformations 2 se manifestent par:

- une schistosité S2 subméridienne qui recoupe les plis P1 subisoclinaux (fig.IV.11);
- des plis subisoclinaux d'échelle inframétrique, synschisteux à plans axiaux subméridiens et pentés à l'Ouest; de tels plis sont bien visibles dans les schistes conglomératiques affleurant en rive ouest du Lac du Mont-Coua;
- des plis de plus grande échelle, déversés à l'Est; de tels plis sont visibles à la Pointe des Fonds (versant NW), dessinés par les sédiments stéphano-permiens, sous les "leptynites" qui se sont comportées de manière plus rigide (fig.IV.12).

Les déformations 3 se manifestent par des écaillages: plans de chevauchement fortement pentés au NW ou à l'WNW accompagnés de plis déversés au SE ou à l'ESW, recoupant les structures 1 + 2 (fig. IV.11).

Il faut enfin remarquer que, au Revers de Gébroulaz, les orientations des plis P2 et P3 sont plus méridiennes que dans les autres secteurs: les plis P2 y sont méridiens, voire N 160° (au lieu de N 20°) et les plis P3 y sont localement N 25° (au lieu de N 50°); ils semblent ici avoir été réorientés par une rotation antihoraire d'environ 20° à 30°; j'attribue cette réorientation au jeu horizontal sénestre des failles N 150° qui limitent le Revers de Gébroulaz, composante attestée en outre par des stries (voir paragraphe IV.4).

Les coupes des figures IV.13 et IV.14 schématisent la structure polyphasée du Revers de Gébroulaz.

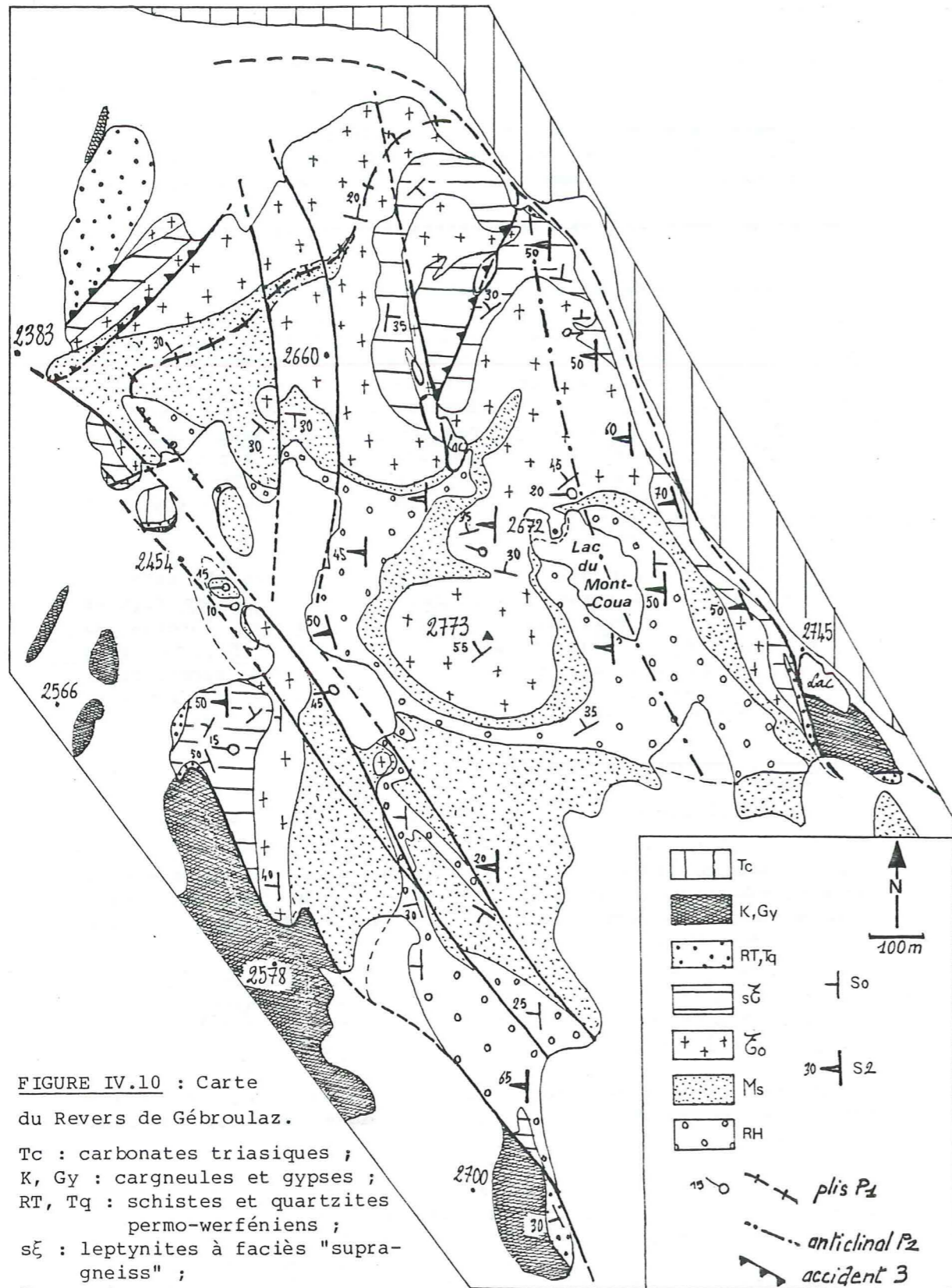


FIGURE IV.10 : Carte du Revers de Gébroulaz.

Tc : carbonates triasiques ;
 K, Gy : cargneules et gypses ;
 RT, Tq : schistes et quartzites permio-werfénien ;
 sξ : leptynites à faciès "supra-gneiss" ;
 ξ₀ : gneiss du Sapey ;
 RH : schistes conglomératiques stéphano-permiens ;
 Ms : id., mylonitisés.

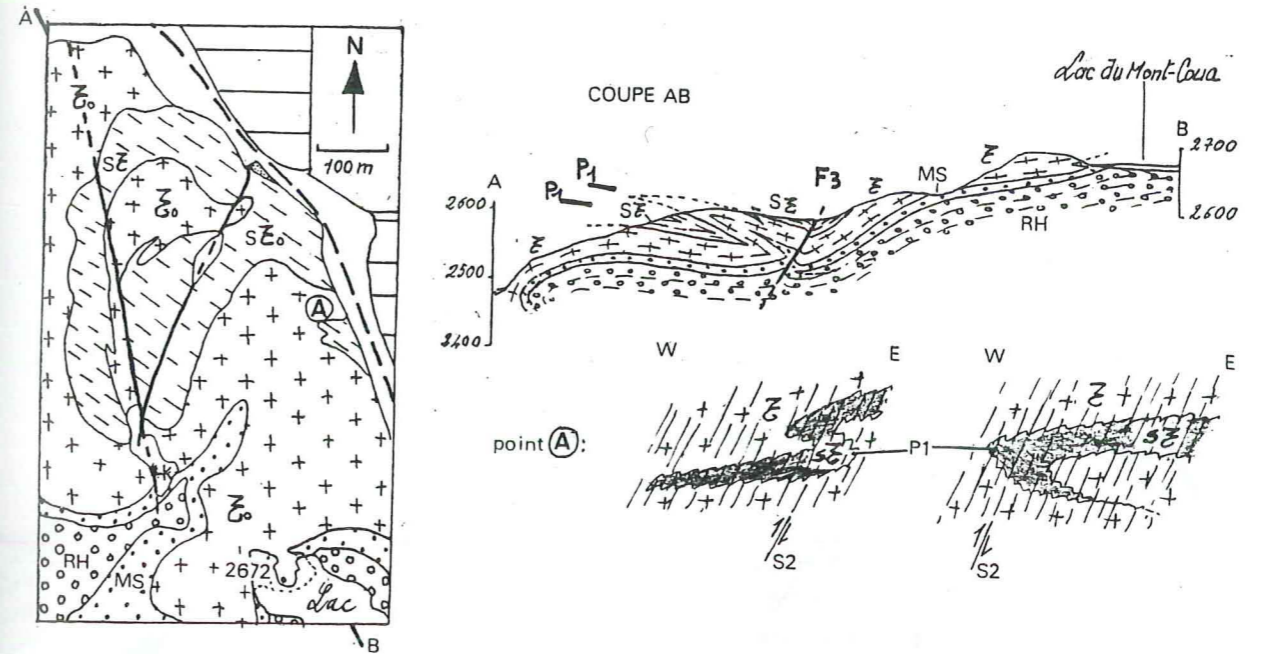
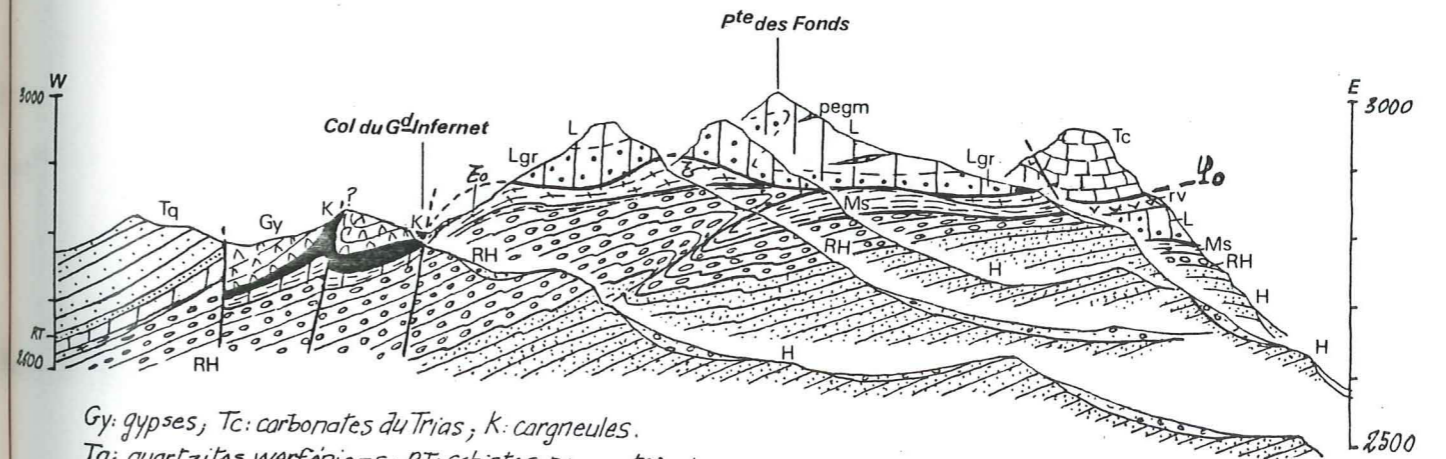


FIGURE IV.11 : Superpositions de structures dans la partie NE du Revers de Gébroulaz. Coupe : structures 1 + 3 ; point A (d'après schémas de terrain) : structures 1 + 2.



Gy: gypses, Tc: carbonates du Trias, K: cargneules.
 Tq: quartzites werfénien ; RT: schistes permio-triasiques.
 L: leptynites ; Lgr: micaschistes à grenat } "gneiss du Sapey"
 ξ₀: gneiss ocellés ; pegm: pegmatites
 RH: conglomérats stéphano-permiens ; Ms: id., mylonitisés
 H: grès, schistes et conglomérats nouillers.

FIGURE IV.12 : coupes sérieées transversales de la Pointe des Fonds.

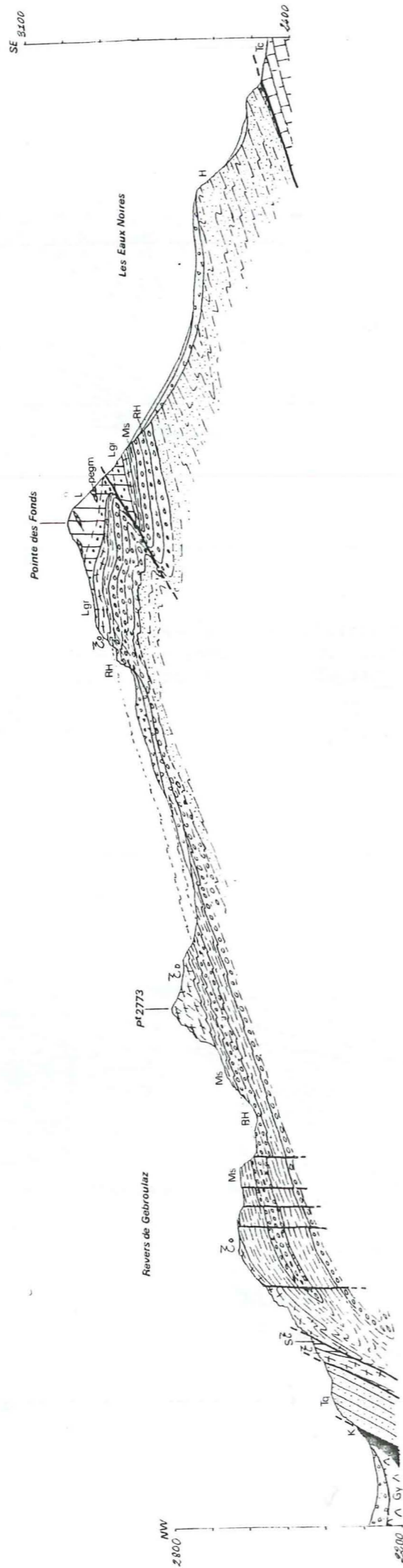


FIGURE IV.13 : Coupe longitudinale du Revers de Gébroulaz : plis isoclinaux P1 repris par des plis P2.

FIGURE IV.14 : Coupes transversales du Revers de Gébroulaz.

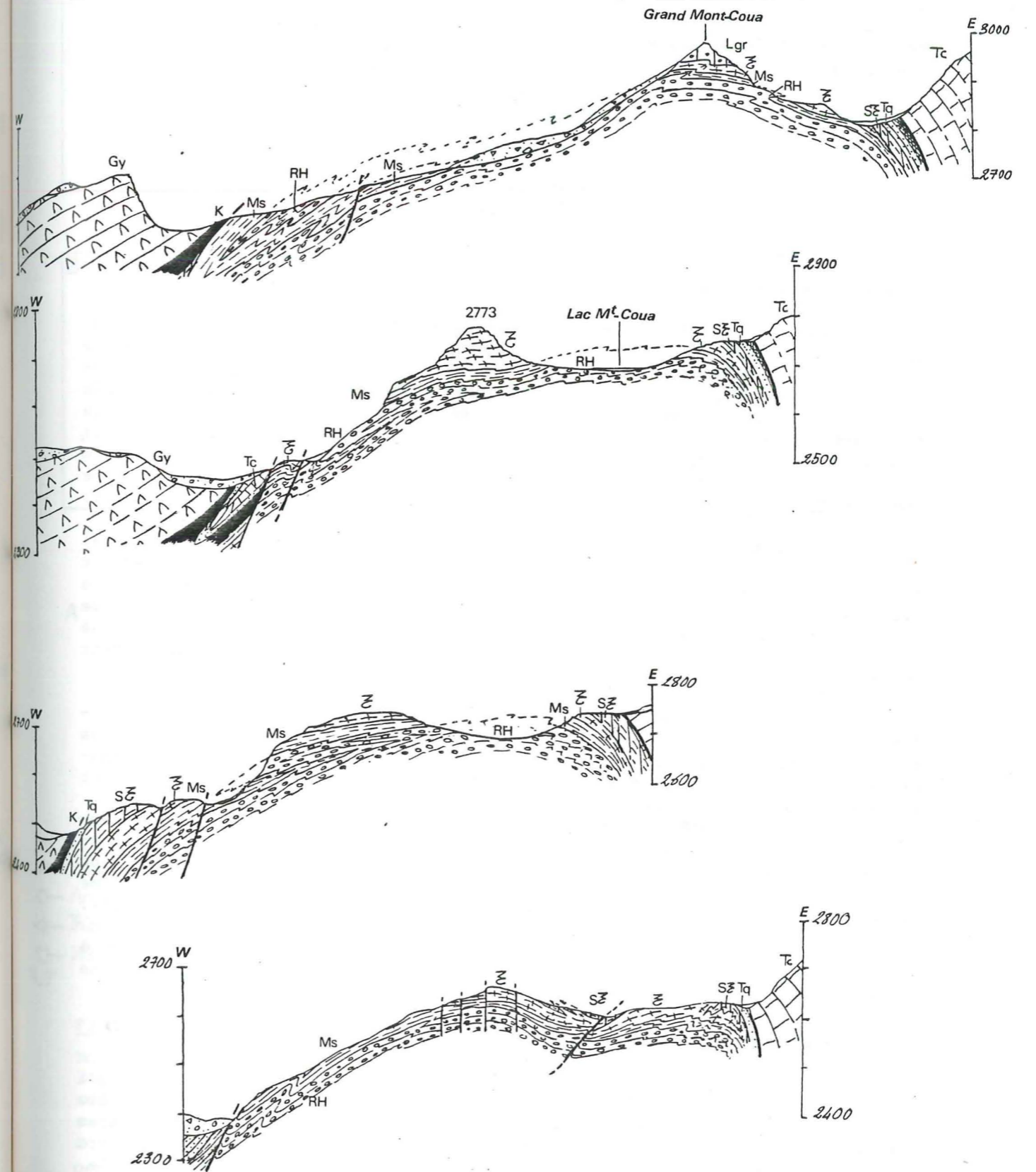
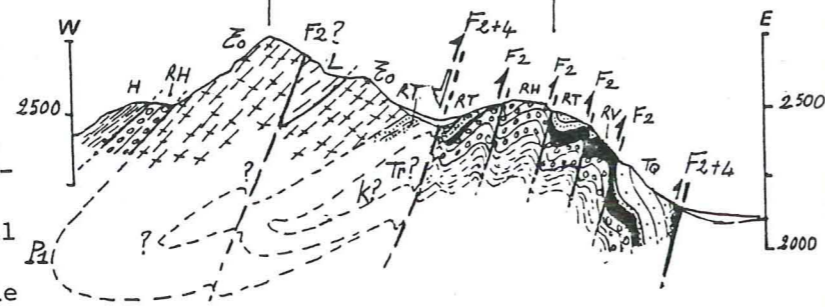


FIGURE IV.15 : Coupe Crête des Mines - Plan des Génisses ; le pli P1 est le synclinal de l'Aiguille de Pécelet ; le Plan des Génisses est interprété comme une portion du flanc normal de ce pli, décalé vers le haut par une faille normale F4 le séparant de la Crête des Mines.



- K: cargneules ; Tr: carbonates triasiques
- Tq: quartzites werféniens
- RT: conglomérats et schistes permo-triasiques
- L: leptymites } "gneiss du Sapex"
- Z0: gneiss aillés }
- RV: conglomérats stéphano-permiens
- RH: et roches intrusives
- H: schistes et grès Houillers

IV.3.2.5- Le Plan des Génisses

Alors que le Plan des Génisses présente une série normale (fig. II.21), la crête des Mines qui la domine à l'Ouest présente une série inverse, prolongement vers le Nord du flanc inverse du synclinal P1 de l'Aiguille de Pécelet. Ces deux ensembles sont vraisemblablement séparés par un accident subméridien dont la présence est bien marquée dans la topographie. Je rattache cet accident à la faille de Gébroulaz (IV.3.1.1), il se prolonge d'ailleurs encore plus au Nord, où il sépare l'Aiguille du Fruit de la crête de la Saulire. Un autre accident NNE-SSW sépare de même le Plan des Génisses de la retombée occidentale de la Roche-Pellier.

J'interprète le Plan des Génisses comme une portion du flanc normal de l'anticlinal du Lac Blanc, d'une part décalé vers le Nord par rapport au Revers de Gébroulaz (faille NNE-SSW) et d'autre part décalé vers le haut par rapport à la crête des Mines (failles de Gébroulaz). De même que plus au Nord (fig. IV.6), la faille de Gébroulaz aurait ici fonctionné en faille inverse lors de la formation des plis P2, puis joué tardivement en faille normale (fig. IV.15).

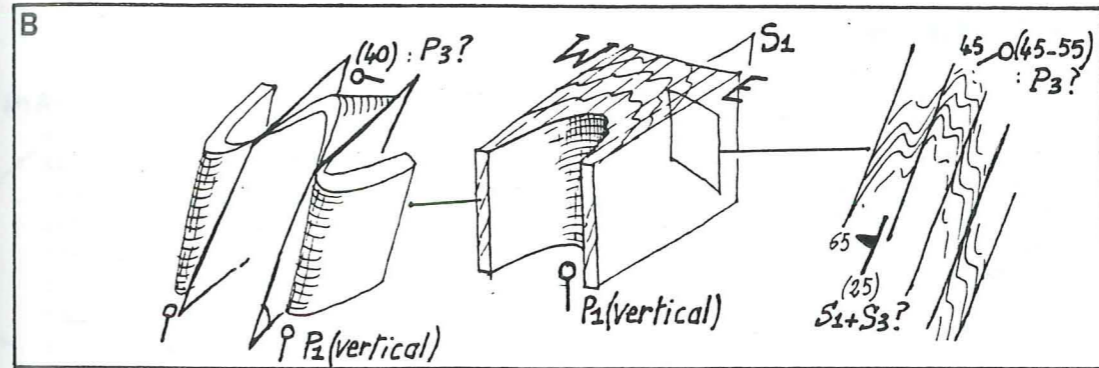
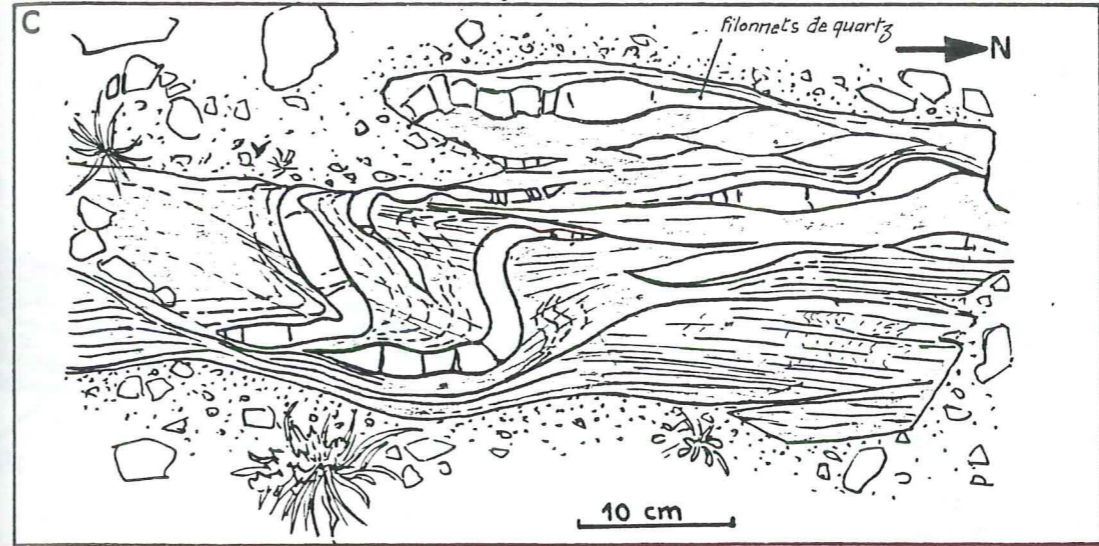
Je l'ai déjà noté, le Plan des Génisses est hâché de failles subméridiennes très redressées, inverses, qui apparaissent comme des répliques de (ou des failles associées à) la faille de Gébroulaz. Elles sont contemporaines de plusieurs plis-failles P2 subméridiens à vergence est, conduisant globalement à une configuration anticlinale (Fig. II.21).

Cet anticlinal P2 est postérieur à une première structuration transversale; le Plan des Génisses apparaît comme un môle structural: le long de sa culmination anticlinale P2, les plans S0 sont pentés au Sud dans sa partie sud, au Nord dans sa partie Nord, définissant une antiforme P1 dont l'axe passerait approximativement par le point 2538 (fig. II.21).

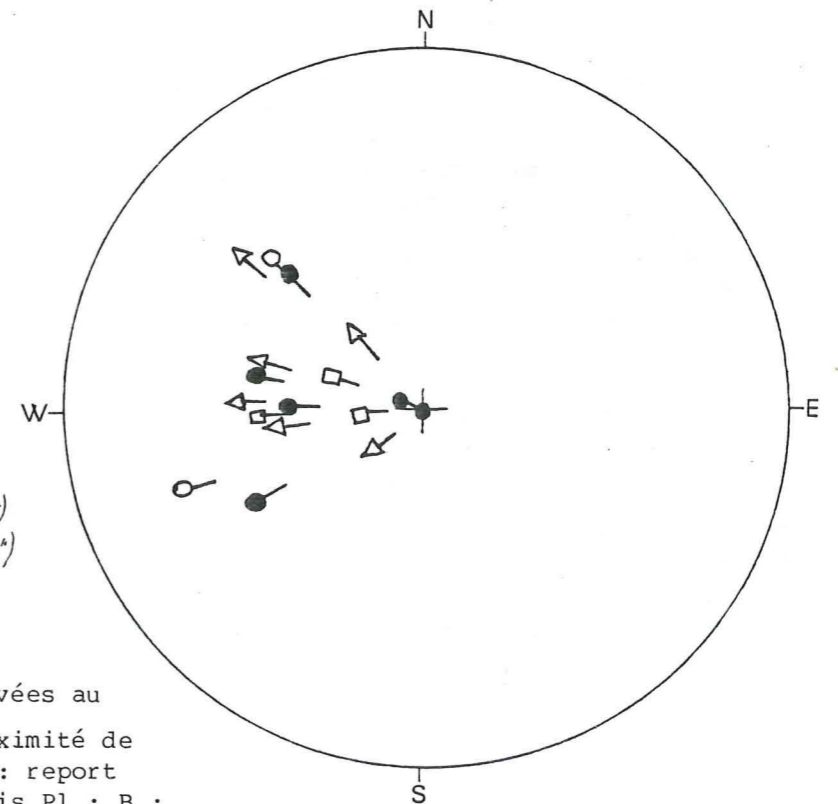
De tels môles structuraux se retrouvent à plus petite échelle à proximité de l'extrémité nord de la bande de cargneules jalonnant une des failles subméridiennes.

IV.3.2.6- Le versant nord du Col de Chavière

Les sédiments paléozoïques (houillers et stéphano-permiens) qui y affleurent appartiennent au flanc inverse de l'anticlinal P1 du Lac Blanc. Ils sont ici fortement redressés, ainsi d'ailleurs que les carbonates triasiques qu'ils surmontent, à l'approche de l'accident Modane-Chavière qui sépare ces derniers des quartzites werféniens de Vanoise méridionale.



A



- P1: ● Stéphane-permien (zone houillère)
- Anisien-Ladinien (série Briançonnaise Ouest)
- △ Trias et post-Trias (?) (série Briançonnaise interne)
- Werféniens (Vanoise méridionale)

FIGURE IV.16 : Structures relevées au

Nord du Col de Chavière, à proximité de l'accident Modane-Chavière. A : report stéréographique de quelques plis P1 ; B : rejeu de S1 en S3 : schistes stéphano-permiens ; C : plis à axes verticaux dans les schistes stéphano-permiens à lentilles de quartz ; cette structure est interprétable soit comme des plis P1 ultérieurement verticalisés, soit comme la trace de mouvements horizontaux senestres.

Du fait de ce fort redressement, les plis P1 métriques à centimétriques ont généralement des axes subverticaux ou fortement pentés à l'Ouest (canevas de WULFF, fig. IV.16a). La schistosité S1 redressée semble avoir ultérieurement fonctionné, génératrice de microplis d'axes orientés au N 45°-55° à vergence SE (fig. IV.16b).

Cependant, du fait de cette verticalisation, la géométrie originelle de certaines structures et donc leur âge sont difficiles à déterminer; la figure IV.16c montre une de ces structures; les axes des plis dessinés par les filonnets de quartz sont subverticaux (la mesure de leur direction est en outre difficile à estimer): s'agit-il de plis P1 ultérieurement verticalisés ou bien d'une structure résultant d'un cisaillement senestre, éventuellement contemporaine de la verticalisation ?

En tout état de cause, les plis P1 de ce secteur apparaissent ici dans le flanc normal (occidental) redressé d'un anticlinal P2 jalonnant l'accident Modane-Chavière: ce pli sera mis en évidence lors de l'examen des structures affectant les écaïlles mésozoïques du Col de Chavière (IV.3.3.3)

IV.3.2.7- Le Grand Planay

De même qu'au Col de Chavière, nous nous trouvons au Grand-Planay dans le flanc inverse de l'anticlinal du Lac Blanc. Les sédiments houillers et stéphano-permiens sont ici affectés de plis P1 d'axes transversaux à vergence Nord et à plans axiaux pentés au Nord (plis à têtes plongeantes) comme l'indique la coupe de la figure IV.17: les plis A et B sont des antiformes synclinales P1, accompagnés de nombreux plis d'entraînement déformés. Le mécanisme de cette déformation semble être essentiellement le glissement: à l'instar des plis P1 du coeur de l'anticlinal du Lac Blanc, les axes des plis P1, reportés sur canevas de WULFF, sont dispersés le long de grands cercles PG, (fig. IV.18). La direction primitive des axes des P1 (supposés alors horizontaux) peut ainsi être estimée au N 120° (pli A) ou au N 80° (pli B).

La déformation des plis P1 se traduit d'ailleurs cartographiquement: en particulier le contact entre les grès houillers et les conglomérats stéphano-permiens dessine un anticlinal dans le flanc normal du pli B, anticlinal limité à l'Est par une faille orientée au N 45° environ, responsable de l'abaissement actuel de son compartiment NW. Il est possible que cet accident soit contemporain de l'anticlinal-faille qui aurait ainsi un axe orienté au N 45°-50°, comme en témoigne la schistosité de même orientation développée dans les sédiments houillers. Cette faille aurait ensuite rejoué en faille normale (fig. IV.16).

Les déformations postérieures aux plis P1 se manifestent en outre à l'affleurement par la présence d'étroites "gouttières" synclinales (plis coffrés), très espacées, subméridiennes et généralement fortement pentées à l'Ouest. Un affleurement situé dans le flanc normal du pli B a permis d'établir la chronologie relative des déformations post P1. Les schistes et conglomérats stéphano-permiens y sont structurés par un pli P1 (fig. IV.19a). Le tectonogramme de la figure IV.19b indique schématiquement la présence d'un pli coffré subméridien (invisible sur la figure précédente). Or ce pli (ainsi que les microplis P1) a été déformé par un pli de troisième génération.

FIGURE IV.17 : Coupe du Grand Planay ; plis couchés P1 déformés par P3-; La faille F3 a rejoué en faille normale F4.

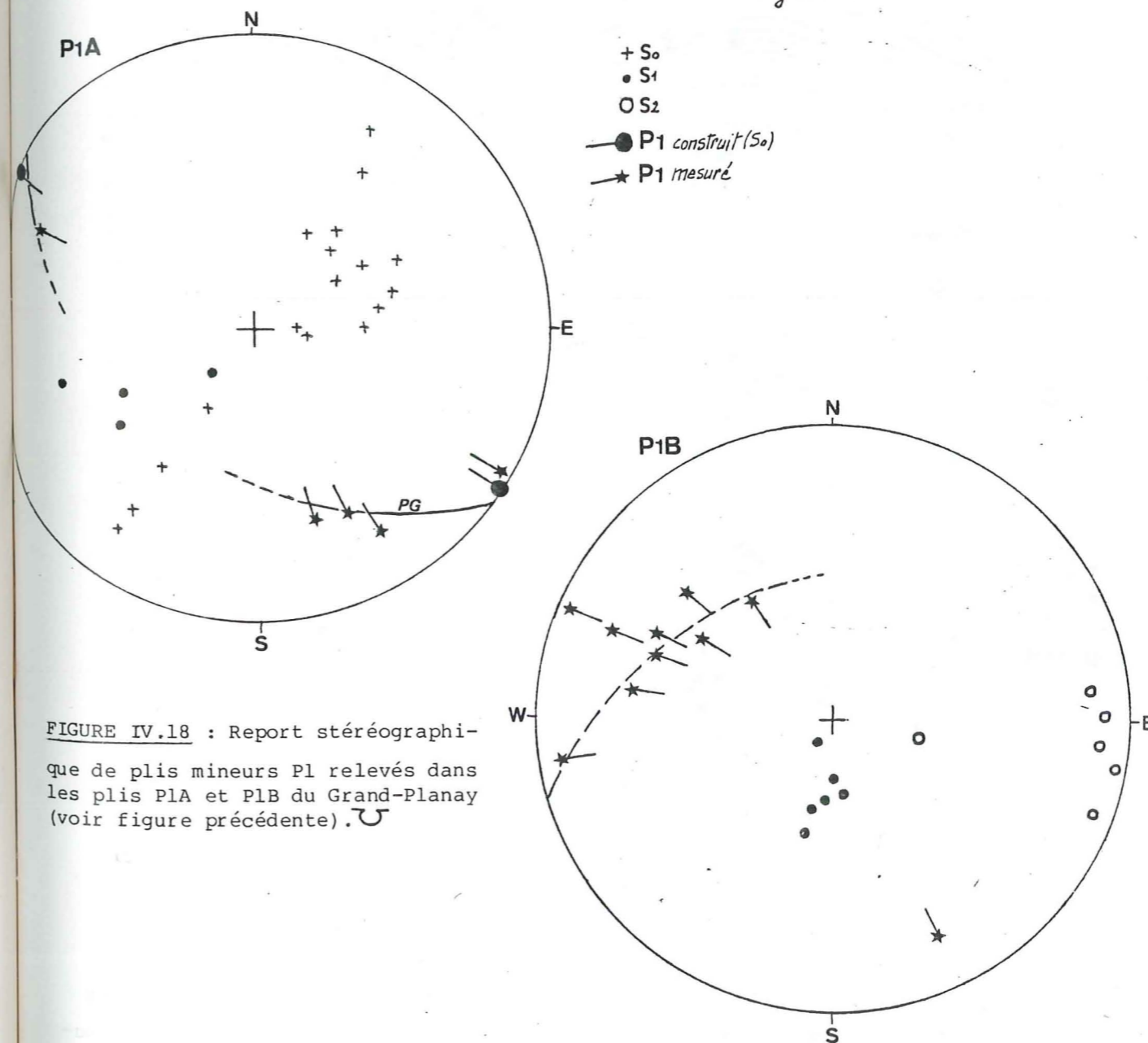
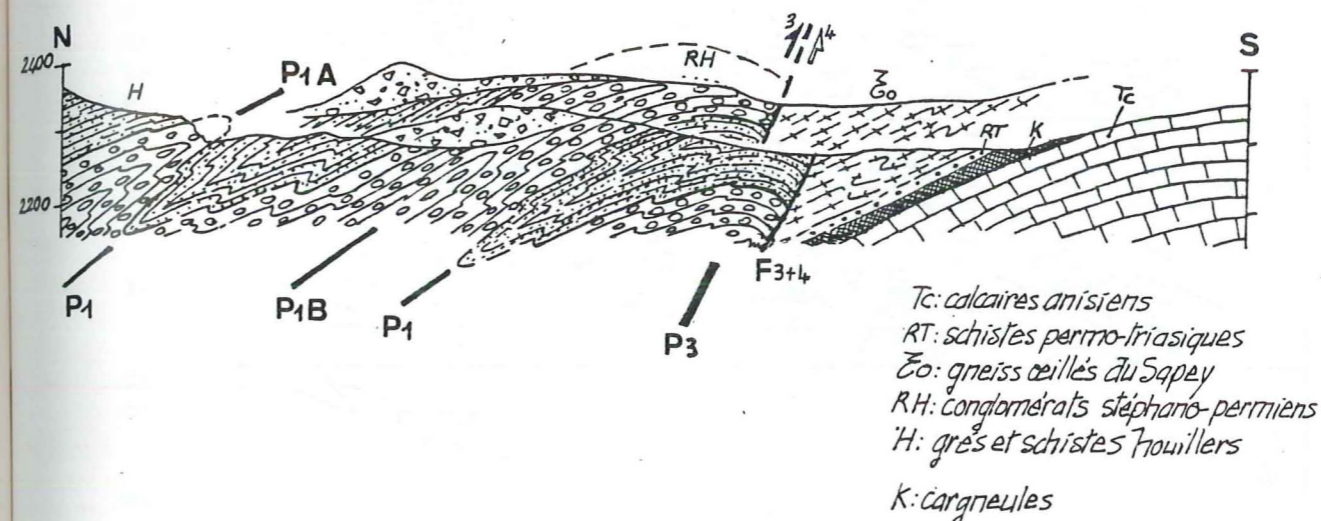


FIGURE IV.18 : Report stéréographique de plis mineurs P1 relevés dans les plis P1A et P1B du Grand-Planay (voir figure précédente). U

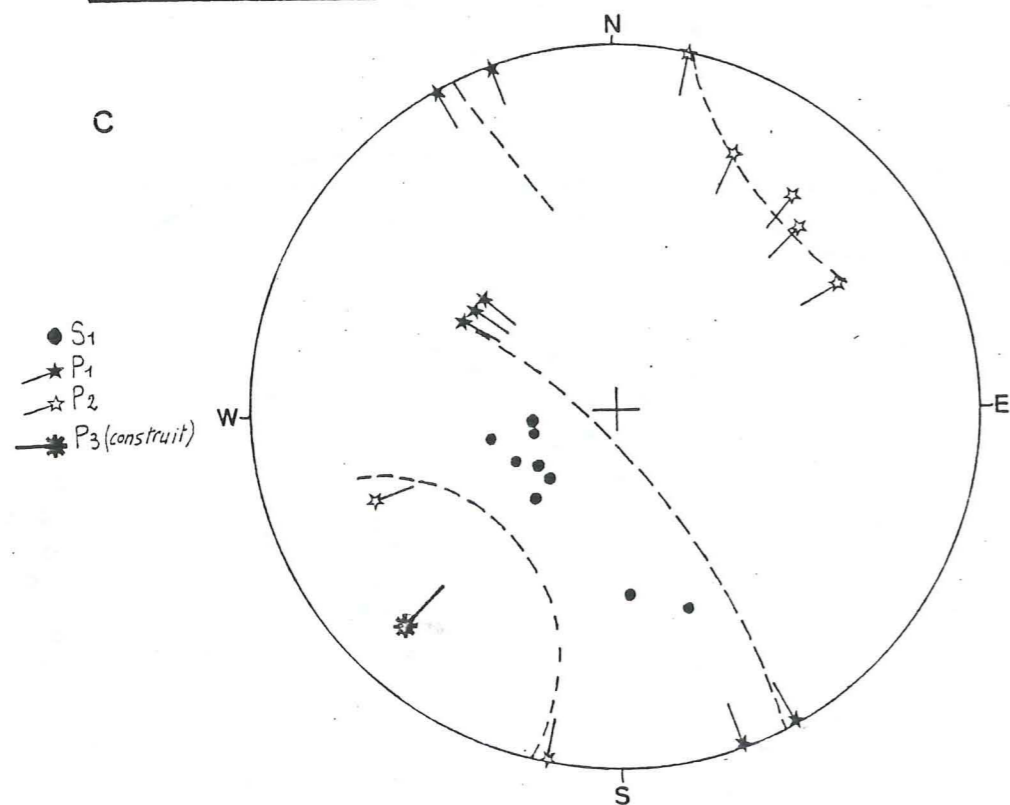
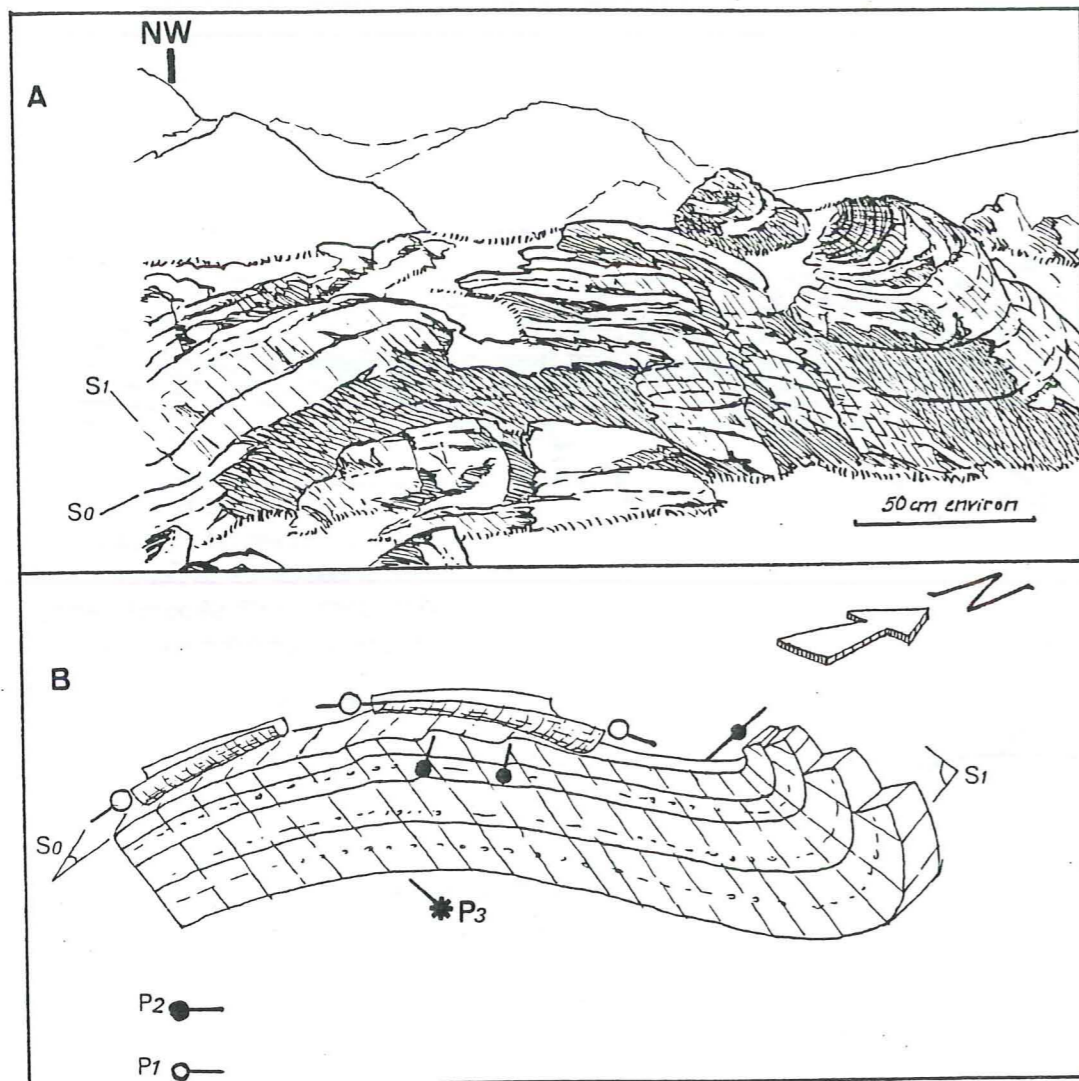



FIGURE IV.19 : Structure polyphasée P1+P2+P3 relevée dans les conglomérats stéphanopermiens du Grand-Planay. A = affleurement ; B = schéma de l'affleurement précédent ; C : report stéréographique : les plis mineurs P1 et P2 sont déformés par rotation autour d'un pli d'axe NE-SW. 

Le report sur canevas de WULFF (fig. IV.19c) des axes de plis mesurés, semble indiquer qu'ils ont été déformés par un pli par rotation P3 d'axe N 45° environ (les plis P1 et P2 sont dispersés sur des petits cercles). Est ainsi mise en évidence la superposition de trois générations de plis: les plis P1, d'axes transversaux, ont été "crénulés" par des plis coffrés P2 d'axes méridiens et plans axiaux subverticaux; puis ces deux générations de plis ont été à leur tour plissés autour d'un axe N 45°. La déformation essentielle des plis P1 est attribuée aux plis P3: c'est un pli dont l'axe est orienté au N 45° qui tord le pli P1 A. Les plis P2 ne déforment pas les structures antérieures de façon notable.

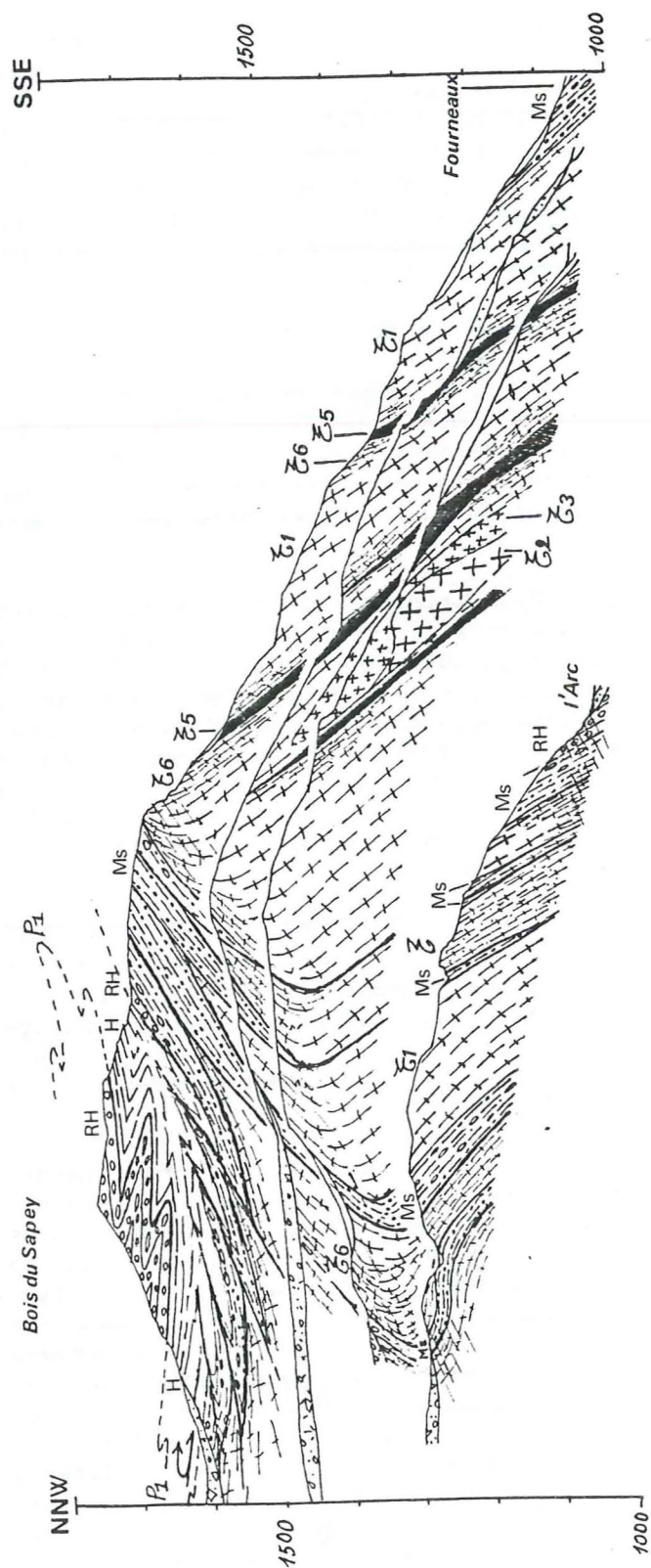
IV.3.2.8- Le promontoire du Sapey

Nous avons déjà vu que ce promontoire, dominant Modane, est formé de sédiments houillers stéphanopermiens, des "Gneiss du Sapey" et des conglomérats permo-triasiques du Saint-Bernard, en position renversée (fig.II.3 et fig.III.2). Les structures alpines, surtout visibles dans les sédiments, sont par contre beaucoup plus discrètes dans les "Gneiss du Sapey".

a) La butte-témoin du Bois du Sapey, supportant le Fort annexe (point 1775), est formée de sédiments affectés de plis subisoclinaux d'axes transversaux (N 60° à N 80°), visibles cartographiquement (fig.III.2). J'ai déjà indiqué (II.3.1.1.) que je vois dans les arkoses et grès gris affleurant dans cette butte, des sédiments houillers occupant le coeur d'un anticlinal couché, alors que F. ELLENBERGER (1958, p.72) y a vu des sédiments stéphanopermiens atypiques. Ces structures d'échelle cartographique sont accompagnées de plis de plus petites dimensions dont les axes sont orientés du N 50° à N 70° (fig. IV.24), à plans axiaux, faiblement pentés au SE. On pourra les voir en bordure du sentier reliant les deux forts.

Il existe en outre des structures d'orientation différentes: à l'entrée du fort annexe 1755, les grès verts de l'Assise de Curchével dessinent des plis à axes méridiens. Un de ces plis décimétriques, d'axe N 180°, 20°N enroule une linéation d'allongement minéral, dont la direction primitive (supposée horizontale) est N 70° (fig. IV.24). Cette linéation pourrait ainsi représenter l'axe b des plis transversaux qui apparaissent alors comme des plis P1, déformés par des plis P2 subméridiens.

b) Dans la masse des gneiss ocellés, les structures majeures (bandes mylonitiques), ainsi que le contact gneiss/sédiments stéphanopermiens sont vraisemblablement anté-alpines (III.2.1.). En revanche, les structures alpines y sont très discrètes, probablement à cause de la rigidité du matériel gneissique. Cependant, les structures anté-alpines (foliation gneissique, bandes mylonitiques et pincées de sédiments entre les panneaux de gneiss ocellés) orientées généralement du N 60° au N 120° et pentées vers le Sud, deviennent, à l'approche du contact avec les sédiments sus-jacents, faiblement pentées au NNW. Il semble que cette torsion soit, au moins "pro-parte", contemporaine des plis P1. Le contact majeur anté-alpin, mettant en contact des matériaux de compétence très différentes (sédiments relativement incompetents par rapport à la masse plus rigide des gneiss), apparaît comme une zone de déformation préférentielle lors de la première phase plicative alpine. Mais il est difficile de faire la part de la tectonique alpine et des événements antérieurs. Il est vraisemblable que les plans de discontinuité anciens (contacts entre les gneiss et les sédiments pincés) ont joué en écaillages lors des déformations alpines. Ceci est schématisé sur la coupe de la figure IV.20.



Z: gneiss du Sapey (pour indices, voir fig IIIe et IIIc)
 RH: grès et conglomérats stéphanopériens; Ms: id., mylonitisés)
 H: grès, schistes et arkoses houillers

FIGURE IV.20 : coupes du promontoire du Sapey ; les structures anté-alpines (foliation gneissique, pincées de sédiments stéphanopériens) sont reprises par les structures alpines P1 (pli d'axes ENE-WSW).

Ailleurs, les mésostructures attribuables aux déformations alpines sont essentiellement des zones de schistosité créculante, orientée du N 60° au N 100°, pentée au N ou au NW, sporadiquement observée dans les niveaux les moins compétents: dans les "métasédiments" (faciès 7, fig.III.2) du Replat, mais parfois aussi dans les gneiss ocellés (en bordure de la D 215, voir fig. III.2). L'orientation de cette schistosité en fait une S1.

IV.3.2.9- Conclusions

Sur l'ensemble du secteur cartographié, la bordure interne de la zone houillère est principalement structurée par la superposition de trois générations de plis P1, P2, P3.

a) Les plis P1 ont des axes transversaux à la chaîne et sont à vergence nord. Leurs plans axiaux sont généralement pentés au Nord: les anticlinaux apparaissent ainsi comme des synformes et vice-versa. Les plis P1 de la plus grande échelle reconnus sur le terrain sont le synclinal de l'Aiguille de Pécelet et l'anticlinal du Lac Blanc. Ce sont des plis couchés de "style pennique" et dont les flancs peuvent atteindre des longueurs de 13 km au moins, comme par exemple le flanc inverse de l'anticlinal du Lac Blanc qui se suit au moins depuis Modane jusqu'au Lac Blanc de Pécelet-Polset. Ces plis P1 sont les plus importants des plis des différentes générations identifiés, responsables pour l'essentiel de la structure.

Ces deux mégastructures sont accompagnées de plis de plus petite échelle dont les axes sont généralement orientés du N 80° au N 120°, plus rarement du N 60° au N 80° (promontoire du Sapey, Grand-Planay).

b) Ces plis P1 ont été déformés par des plis P2 à axes subméridiens (N 10° à N 25°) à vergence Est (plans axiaux pentés à l'Ouest). Les mégastructures 2, d'ampleur plus faible que les plis P1, ont été décelés dans la partie nord du terrain; d'Ouest en Est, on relève:

- . la faille de Gébroulaz, syngénétique de deux plis failles, responsables du basculement à l'Ouest de l'axe et du plan axial du synclinal P1 de l'Aiguille de Pécelet;

- . l'anticlinal "médian" et le synclinal de Gébroulaz, identifiés dans la partie sud du Glacier de Gébroulaz où ils déforment le flanc normal du synclinal P1. Plus au NNE, il semble qu'ils s'atténuent de façon assez importante, puisque la charnière de l'anticlinal P1 du Lac Blanc est relativement peu déformée;

- . enfin un anticlinal jalonnant l'accident Modane-Chavière, qui sera mis en évidence de façon plus démonstrative dans les paragraphes suivants:

Au moins dans les niveaux incompétents, le mécanisme de formation des plis P2 semble essentiellement le glissement, comme l'indique la déformation des plis P1 (fig. IV.9, IV.18, IV.21).

c) Une troisième génération de plis P3 a été identifiée très localement (Grand-Planay), à axes orientés au N 45° et à vergence SE. On peut rattacher à cette génération les microplis d'orientation analogue relevés dans les schistes stéphanopériens du versant nord du Col de Chavière.

FIGURE IV.21 : report stéréographique

d'une linéation d'allongement L1 enroulée par un pli P2 par glissement (grès verts stéphano-permiens du fort annexe du Sapey). Sont aussi reportés les axes de plis P1 relevés au promontoire du Sapey (visibles sur fig. IV.20).

- + S₀
- L1
- ★ P1
- ☆ P2

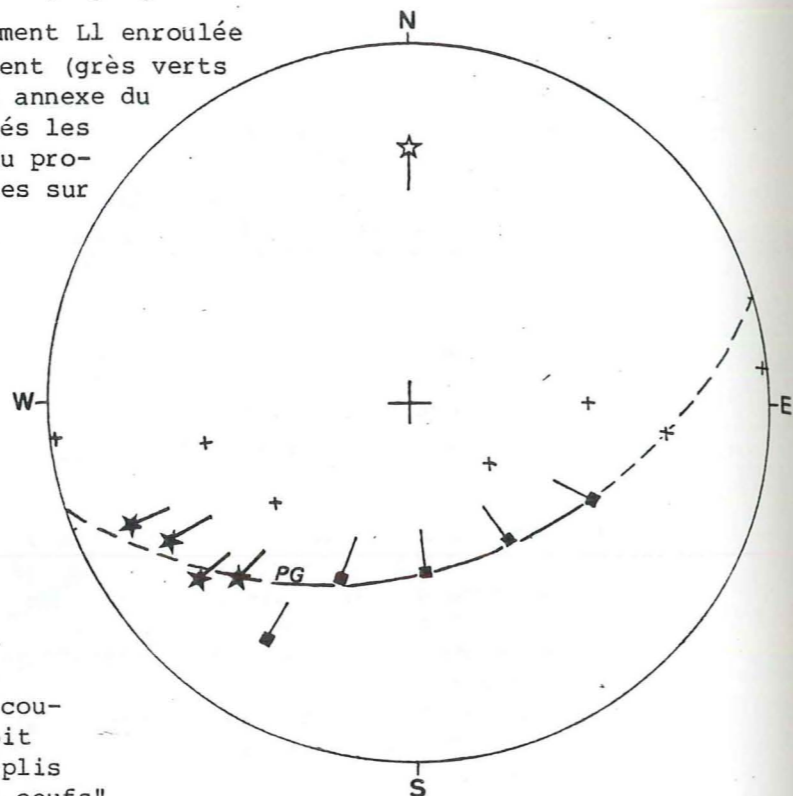
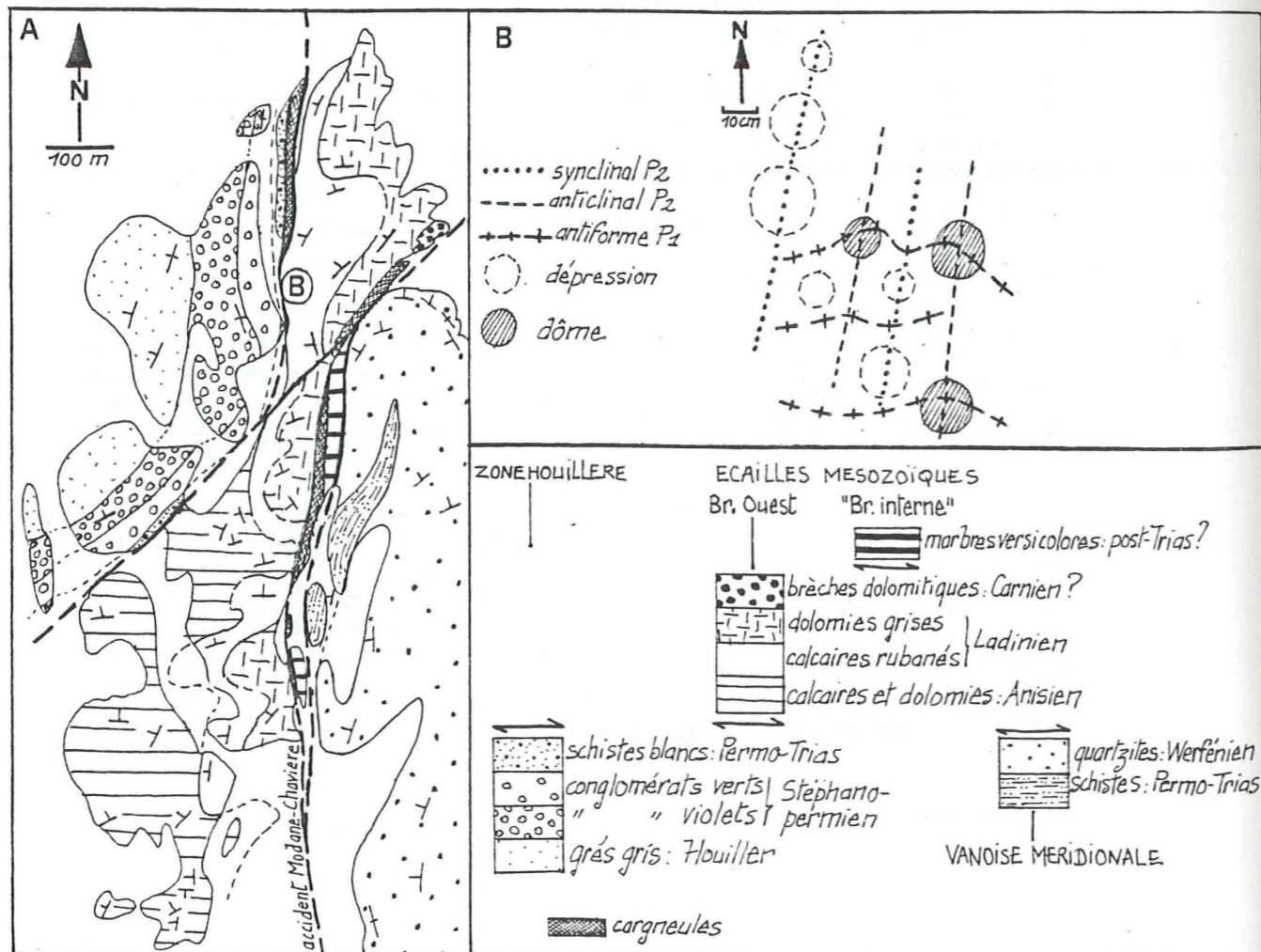


FIGURE IV.22 : Carte de l'écaillage mésozoïque du Nord du Col de Chavière (A). La stratification des figures en demi-champignon, résultant de l'interférence de plis couchés P1 transversaux et d'un pli droit P2 subméridien. B : interférence de plis droits P1 et P2 en "boîte à oeufs". (Localisation sur la carte A).



Le fait capital mis ici en évidence est que la structuration de la bordure interne de la zone houillère est essentiellement due à la première génération de plis identifiés, plis P1 couchés à axes transversaux; son "renversement" (ainsi que nous allons le voir, celui de sa pseudo-couverture) le long de l'accident Modane-Chavière ne doit pas être à mon sens, attribué à des "rétrocharriages": il est antérieur à la formation des plis P2.

IV.3.3- LES ECALLES MESOZOIQUES

IV.3.3.1- Introduction

Les écailles mésozoïques jalonnant l'accident Modane-Chavière ne représentent qu'une faible partie de la pseudo-couverture du Paléozoïque de la zone houillère; on sait qu'elle affleure plus largement au Nord du terrain cartographié, dans le massif de la Portetta, les chaînons du Roc de la Pêche, de l'Aiguille du Fruit, etc. où sa structure a été décryptée par E. JAILLARD (Thèse, 1984). L'étude structurale présentée ici ne porte que sur les trois lambeaux affleurant entre la latitude du Lac Blanc et celle de l'Orgère au Sud: l'écaille du versant nord du Col de Chavière, l'écaille du Col de Chavière et de son versant sud et l'écaille de Tête Noire.

L'ossature de l'anticlinal du Lac Blanc est formée par les carbonates triasiques du Roc des Eaux Noires en flanc normal et du verrou du Lac Blanc en flanc inverse; les trois écailles mésozoïques décrites ici constituent le prolongement méridional de ce flanc inverse, en repos tectonique, le long de l'accident Modane-Chavière, sur les quartzites werfénien de Vanoise méridionale.

IV.3.3.2- Versant Nord du Col de Chavière

L'écaille qui affleure ici, nous l'avons vu, est formée de deux unités superposées: les carbonates triasiques de la série briançonnaise, en série inverse, surmontent des terrains, présumés post-triasiques, d'une série d'origine probablement plus interne.

a) Les carbonates triasiques sont affectés de structures d'interférence d'échelle cartographique, dessinant une succession de figures en "demi-champignon", limitées à l'Est par l'accident Modane-Chavière: une série de plis P1 se trouvent, déformés dans le flanc occidental penté à l'Ouest, d'un anticlinal P2 dont la trace axiale est approximativement confondue avec celle de l'accident Modane-Chavière. La direction axiale des plis P1 peut être estimée à N 90° à N 110° dans les zones où ceux-ci sont le moins déformés, c'est-à-dire à la charnière de l'anticlinal P2. Dans le flanc de P2, les plans axiaux des P1 sont réorientés au NE-SW, en même temps que les axes plongent à l'Ouest, devenant parfois même subverticaux (fig. IV.22).

On retrouve des figures d'interférence P1 + P2 d'échelle plurimétrique: La figure IV.22b schématise une structure en "cartons à oeufs" relevée dans les "calcaires rubanés" ladinien: des plis droits P2 déforment des plis droits P1 dont la direction axiale originelle (N 100° environ) est préservée à la charnière des plis P2.

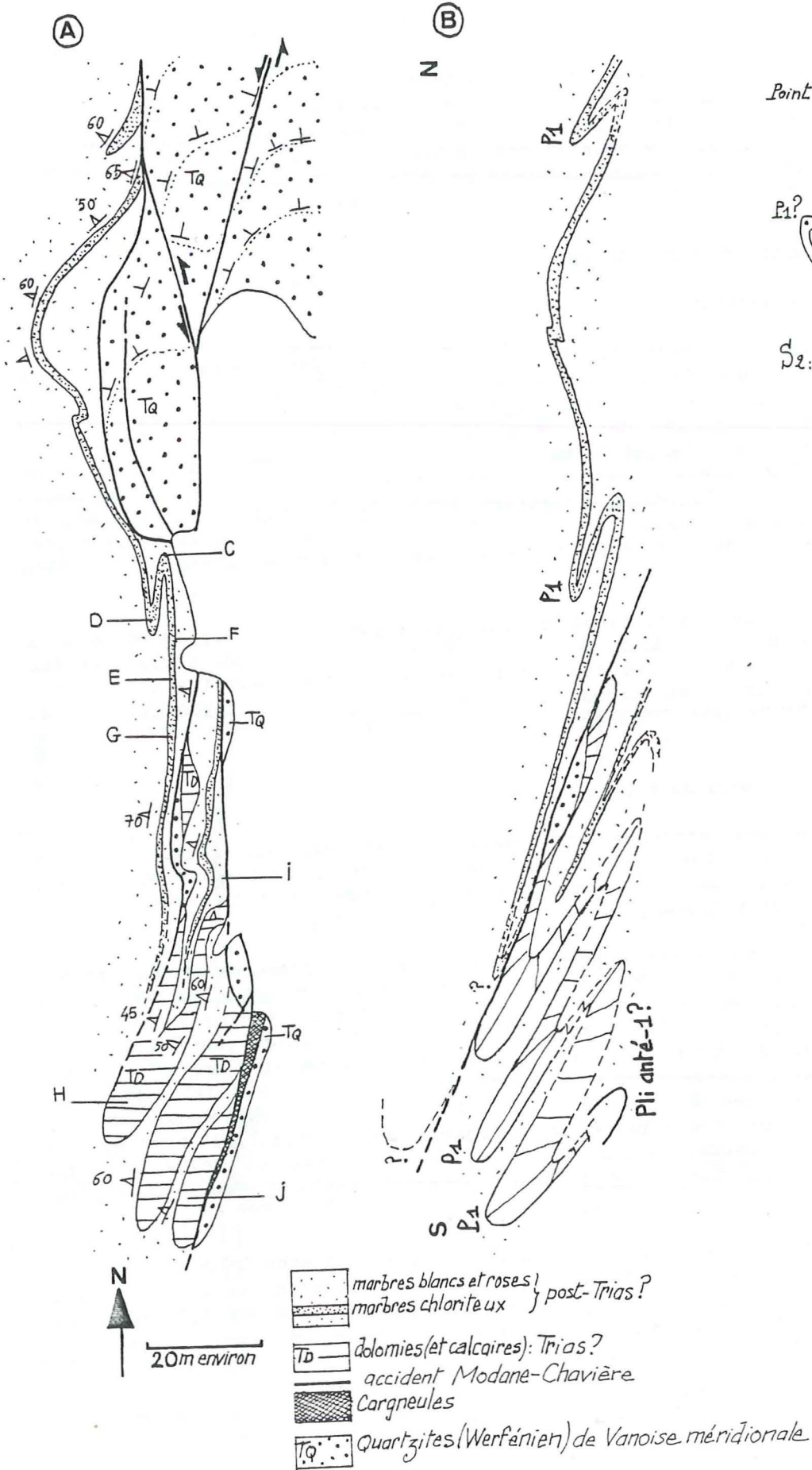


FIGURE IV.23 : La structure de l'écaille mésozoïque de "Briançonnais interne" (Nord du Col de Chavière, voir fig.IV.22). A : carte (les lettres renvoient au texte et aux fig. IV.24 et IV.25) ; B : coupe interprétative.

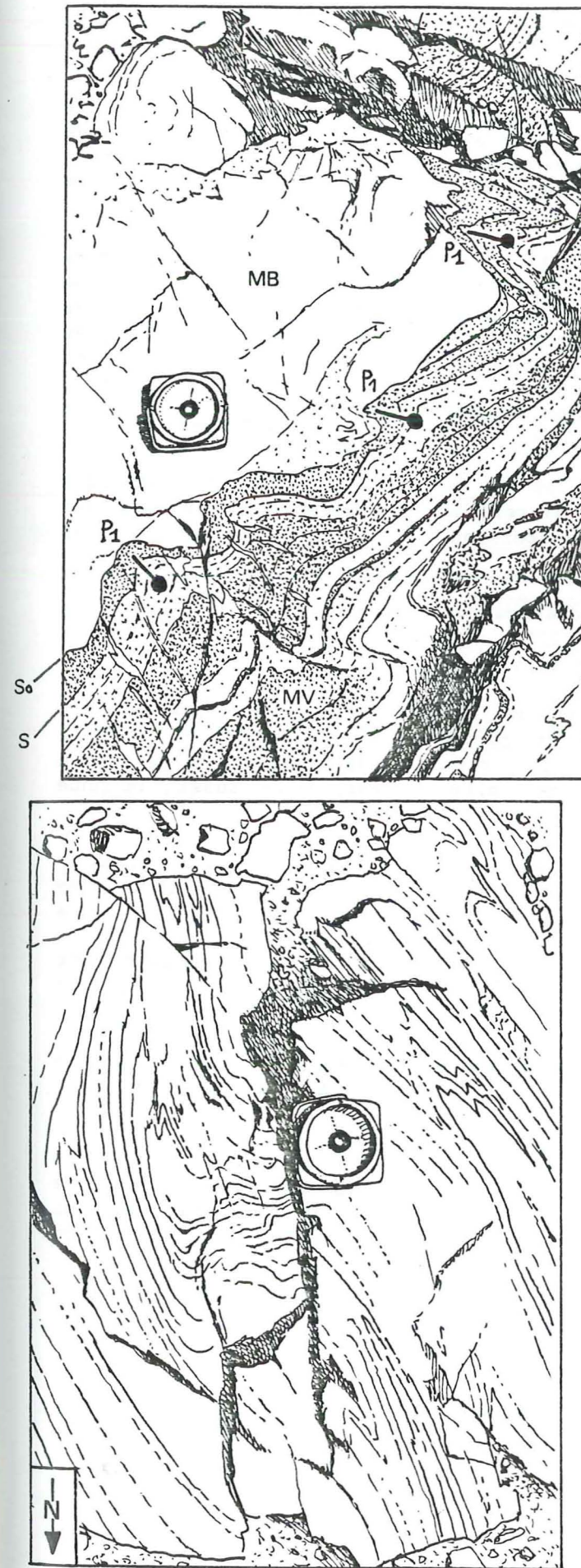


FIGURE IV.24 : Plis P1 dans les marbres (post-triasiques ?) de l'écaille mésozoïque de "briançonnais interne", au Nord du Col de Chavière (Point D de la fig.IV.23) MB, MV : marbres blancs, verts.

FIGURE IV.25 : Structure cisailante senestre reprenant des plis isoclinaux P1, dans les marbres verts de l'écaille de "briançonnais interne". (Point G de la figure IV.23).

b) La figure IV.23 indique, en carte, les structures observées dans le témoin de la série d'affinité pré-piémontaise; les marbres présumés post-triasiques et les lambeaux de carbonates (triasiques ?) fortement pentés à l'Ouest "reposent" contre les quartzites werféniens de Vanoise méridionale.

On constate qu'antérieurement aux plis P1, les calcaires et dolomies étaient intercalés entre deux niveaux de marbres, structure que j'attribue à une première déformation, antérieure à la formation des plis P1. Les plans axiaux de ces derniers sont orientés au NNE-SSW, pentés au NW. Les axes, construits, des antiformes à ossature de matériel dolomitique sont orientés au N 50°-70° SW (en J) ou au N 140°-60° NW (en H). Dans les marbres, les axes des plis P1 ont été mesurés ou construits: N 90° en C, N 130°-25 NW, N 100°-40° W, N 80°-45° SW en D, N 45°-40° SW en E. (point D: voir fig IV.24).

Le plongement axial au NW ou au SE des plis P1 doit être attribué aux déformations D2, mais la forte dispersion des directions axiales est plus difficilement interprétable: dispersion originelle (plis P1 à axes courbes) ou due aux déformations 2 ?

Les microstructures 2 sont relativement discrètes: ce sont des plis modestes, subméridiens et déversés à l'Est (point I), ou une rare schistosité S2 de crénulation, recoupant les microplis P1 (point F).

La figure IV.23b représente schématiquement une coupe longitudinale de ce lambeau de série d'affinité pré-piémontaise. Du fait que les plis P1 interviennent postérieurement à une première déformation tangentielle de vergence inconnue, la vergence des plis P1 est, elle aussi, inconnue puisqu'on ignore la polarité de cette structure.

c) Signalons enfin à propos de cet affleurement que le contact Modane-Chavière montre ici une composante horizontale de sens senestre comme l'indiquent les crochons dessinés par la stratification des quartzites werféniens à l'approche d'accidents cassants ébauchant une structure en amygdales. Des microstructures de cisaillement, de sens senestre ont été aussi relevées dans les marbres chloriteux (point G) où elles apparaissent postérieures à des microplis P1 (fig. IV.25).

Nous avons déjà noté des structures analogues dans les sédiments stéphano-permiens affleurant à proximité (fig. IV.16c), mais elles étaient là difficilement datables.

Cependant, si localement on décèle des mouvements horizontaux le long de l'accident Modane-Chavière, celui-ci apparaît surtout ici comme un plan contemporain de l'anticlinal-faille P2 identifié cartographiquement, c'est à dire comme une faille inverse pentée à l'Ouest (ou un écaillage à vergence est).

IV.3.3.3- Le Col de Chavière et son versant sud

Contrairement à l'écaille précédente, celle qui affleure sur le versant sud du Col de Chavière est essentiellement formée de sédiments post-triasiques. Très étroite sur l'arête orientale du Col, elle "s'élargit" sur le versant sud.

Ce brusque "élargissement" résulte, au moins pour une part, de complications structurales conduisant à une figure cartographique en "champignon" ("mushrooms patterns" du deuxième type de J.G. RAMSAY (1967)) résultant de l'interférence de deux générations de plis d'axes suborthogonaux P1 et P2 (fig. IV.26):

- . l'anticlinal P2, surtout représenté par son flanc normal occidental a un plan axial approximativement orienté au N 05° - 10°, penté d'environ 40° à l'Ouest. Son flanc inverse oriental est laminé contre l'accident Modane-Chavière;

- . la direction axiale des plis P1 est approximativement donnée par l'orientation du sommet du "pied du champignon" (environ N 120°). Leurs plans axiaux sont pentés vers le Nord.

a) Sur l'arête même du Col (fig. IV.27), le contact entre les dolomies triasiques et les calcaires noirs du Dogger dessinent des plis subisoclinaux dont le regard ne permet pas de les dater: ce regard est compatible avec celui de plis P1 ou avec celui de plis P2 de flanc inverse. Cependant, l'axe d'un de ces plis, construit à partir des plans S0 mesurés dans les dolomies, est orienté N 110°-40° W. Il s'agit donc vraisemblablement de plis P1.

Les microstructures 2 sont ici surtout visibles dans les calcschistes chloriteux: la schistosité S2 de crénulation est plan axial de microplis à plongement variable, orientés du N 0° à N 30°.

b) La figure IV.28 est un schéma de la petite butte traversée par le GR 5 montant au Col de Chavière. Les marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Paléocène) y occupent le coeur d'un anticlinal P1 à ossature de calcaires gris à silex du Malm.

Elle est surmontée d'un petit ressaut rocheux montrant une série inverse (Trias-Crétacé supérieur), dont elle est séparée par une mince bande de gypse que j'interprète comme le coeur d'un anticlinal-faille P1 séparant deux synclinaux P1 (voir fig. IV.26).

L'axe construit de ce synclinal (plans S0 mesurés dans les calcaires du Malm) est orienté au N 70° et plonge d'environ 40° au SW. Son flanc inverse est affecté de plis d'entraînement subisoclinaux P1.

- Les structures 1 de plus petite dimension ont surtout été observées dans le flanc normal du synclinal: ce sont essentiellement des microplis subisoclinaux, généralement orientés du N 90° au N 110°, bien visibles dans les marbres chloriteux, mais aussi dessinés par les silicifications dans les calcaires du Malm. J'ai en outre attribué à une première génération nombres de plis déformés par les structures 2. La figure IV.30 montre deux exemples d'interférence de petites structures P1 + P2.

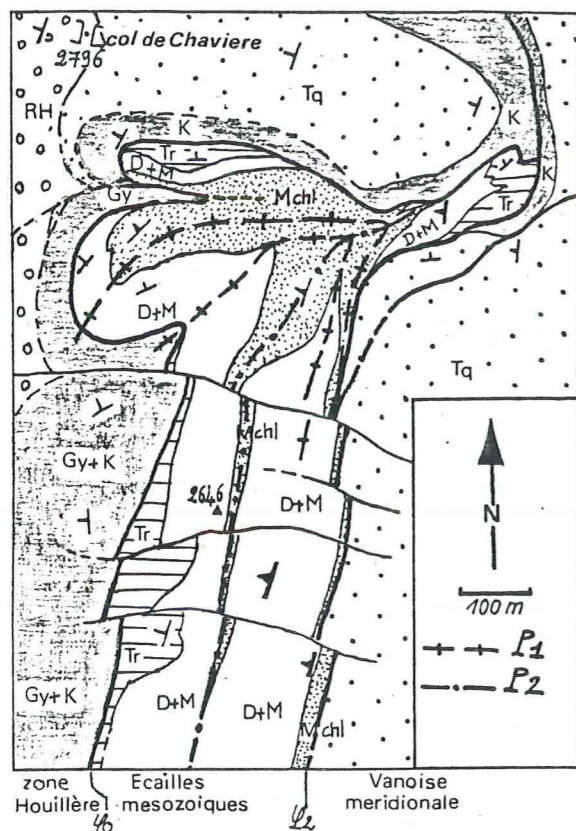


FIGURE IV.26 : carte interprétative du versant Sud du Col de Chavière. Structure polyphasée P1 + P2, en champignon.

pour FIG. IV.26 et IV.27 :

- Mchl: marbres chloriteux: Crétacé supérieur-Paléocène.
- M: calcaires gris à silex: Malm
- D: calcaires noirs: Dogger
- Tc: dolomies (bréchiques): Carnien présumé
- Gy: gypses; K: cargneules
- Tq: quartzites werféniens
- RH: conglomérats stéphano-permiens (z. houillère)

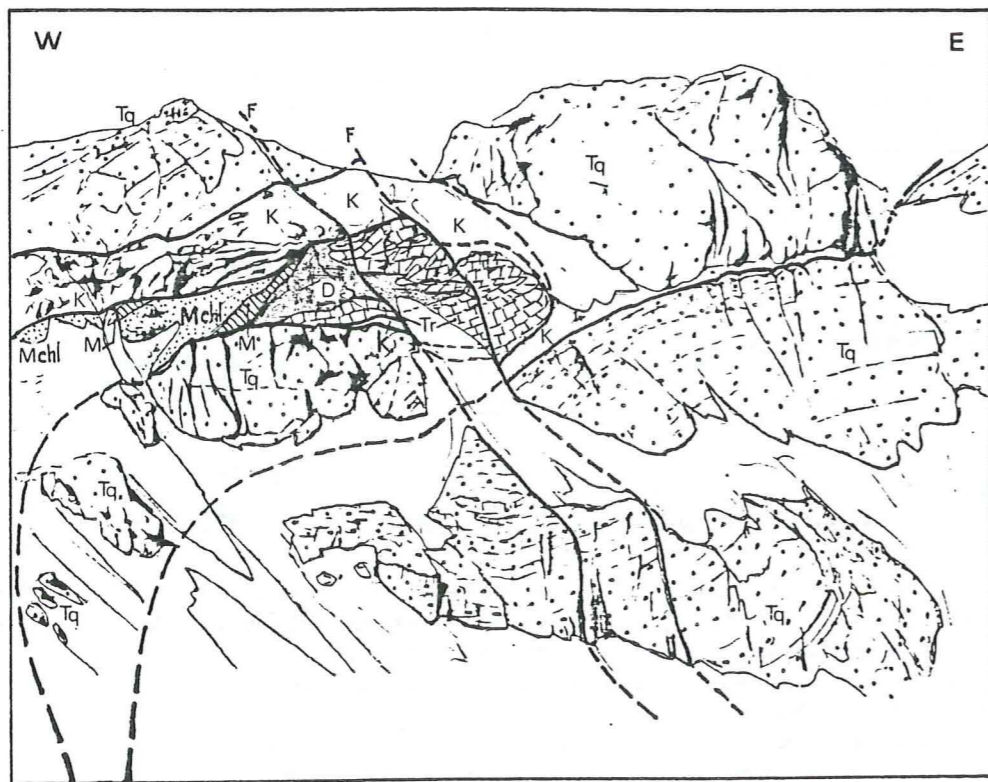
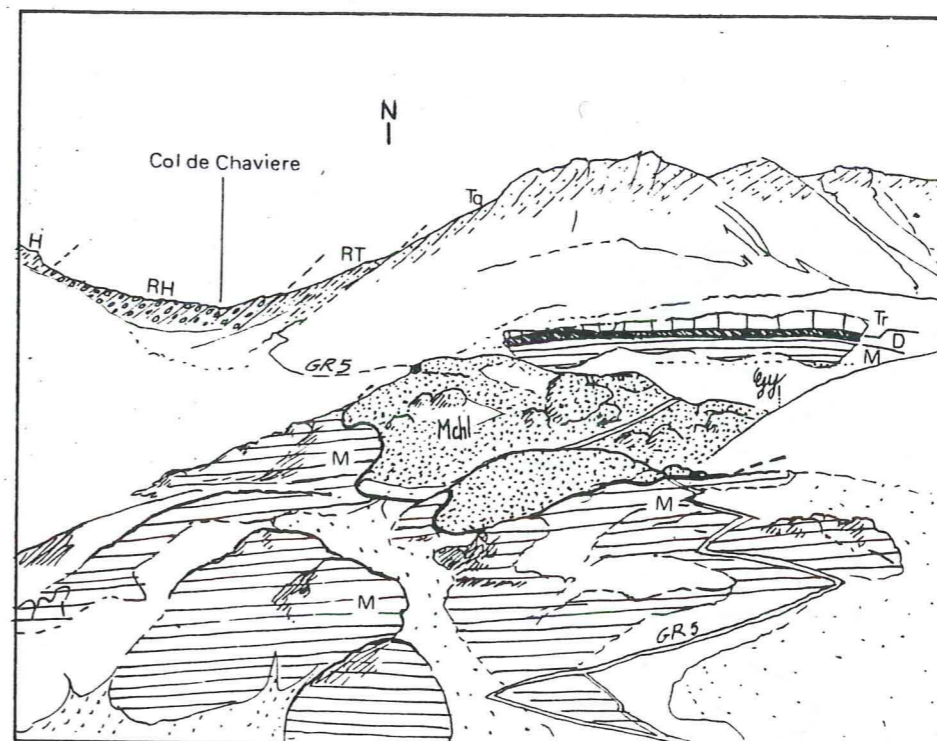


FIGURE IV.27 : Arête orientale du Col de Chavière : les terrains mésozoïques, coincés entre les quartzites de la zone houillère et ceux de la Vanoise méridionale, sont affectés par des Plis P1.

FIGURE IV.28 : Synclinal P1 dans l'écaïlle mésozoïque du versant sud du Col de Chavière



- Mchl: marbres chloriteux: Crétacé supérieur-Paléocène.
- M: calcaires gris à silex: Malm
- D: calcaires noirs: Dogger
- Tr: dolomies triasiques
- Gy: gypses
- Tq: quartzites werféniens
- RT: schistes permo-triasiques
- RH: conglomérats stéphano-permiens
- H: grès et conglomérats Trouillers

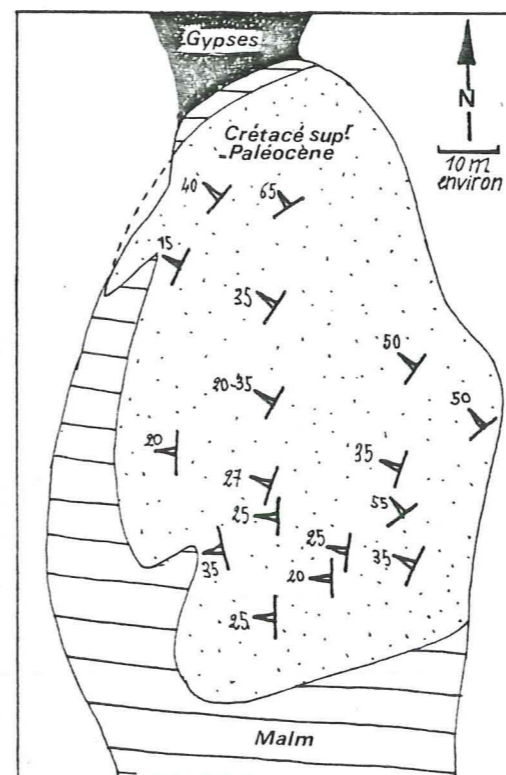


FIGURE IV.29 : Variation de l'orientation de S2 dans le synclinal P1 de la figure précédente, trace d'un pli P3 d'axe inconnu.

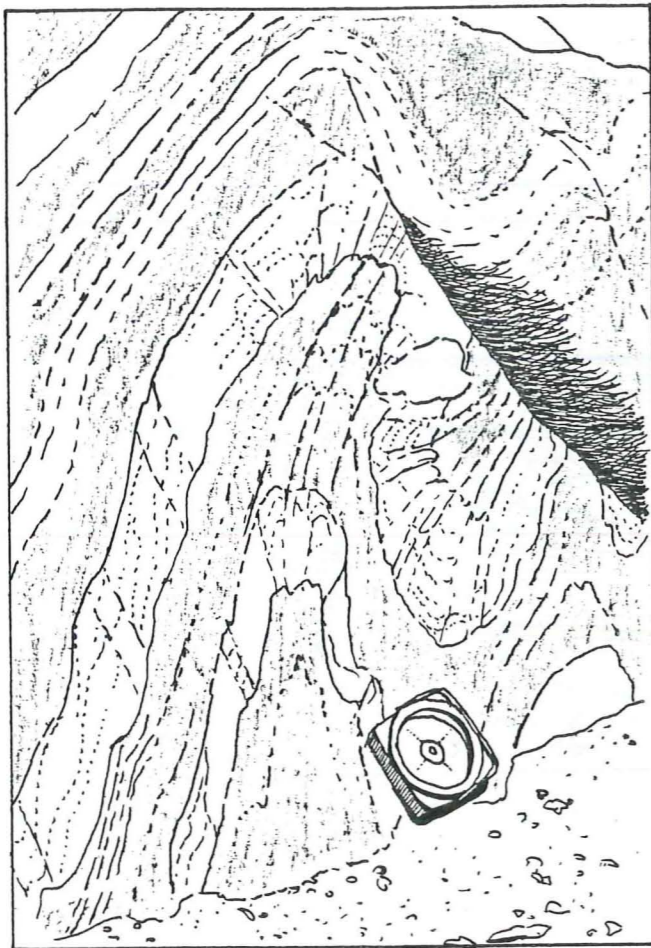


FIGURE IV.31 : Plis P2 dans les marbres chloriteux du synclinal P1 de la fig. IV.28 (versant Sud du Col de Chavière); en blanc : niveau calcitique ; en grisé, niveau chloriteux : ce rubanement est interprété comme la trace d'une première déformation, antérieure à D1.

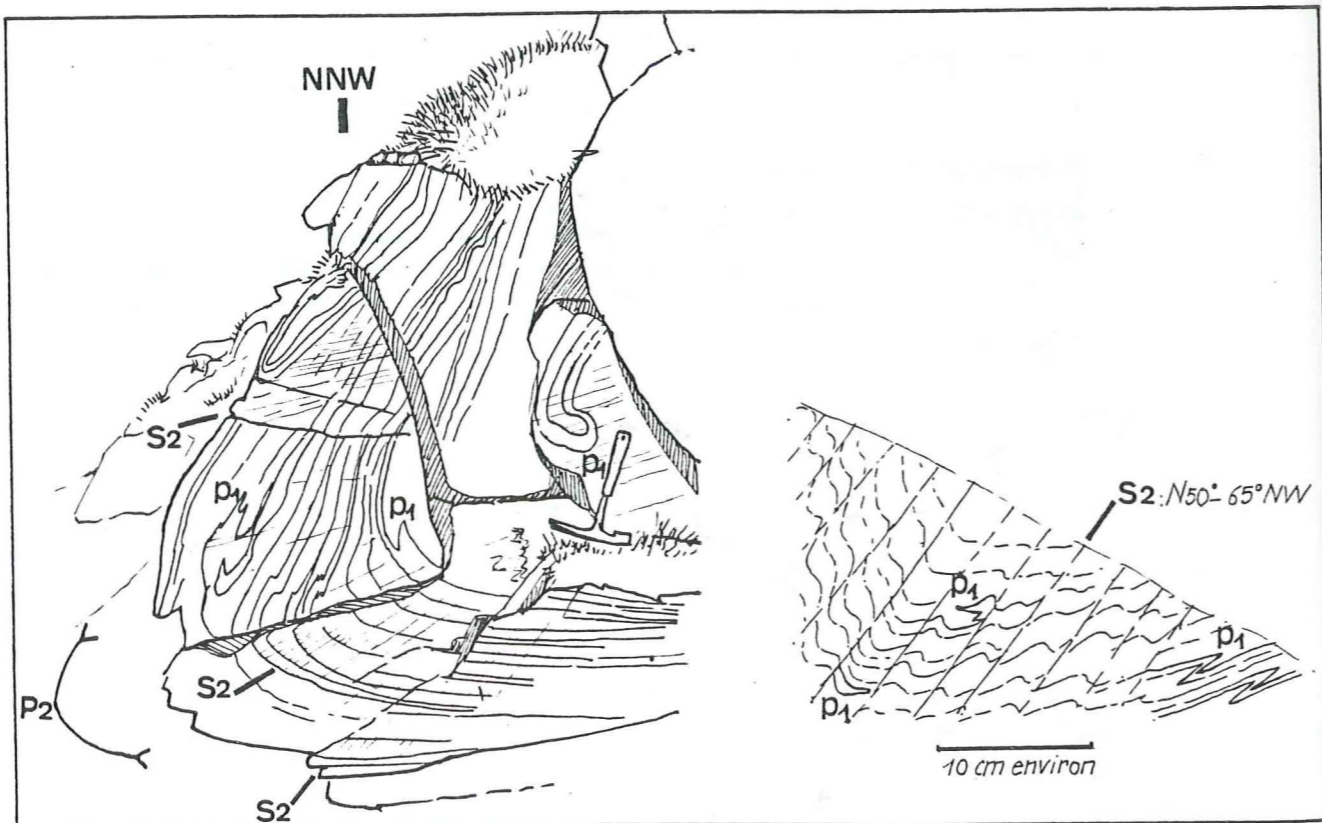


FIGURE IV.30 : Deux exemples de superposition P1+P2 dans les marbres chloriteux du coeur du synclinal P1 de la fig. IV.28 (versant Sud du col de Chavière.)

- Dans le flanc normal, les structures sont relativement discrètes: la schistosité de crénulation S2 y est sporadique, préférentiellement développée plus à l'Ouest, génératrice de microplis dont les axes ont des orientations et des plongements très variables. Les plis P2 de plus grande dimension ont été plus rarement observés (fig. IV.31).

- Enfin, sur le même affleurement, on relève la présence d'une schistosité orientée au N 50°, plus fortement pentée que la schistosité S2 méridienne. Cependant je n'ai jamais vu ici cette schistosité crénuler ou être crénulée par S2: au contraire, il semble qu'il s'agisse d'une seule et même schistosité qui du N 50° au Nord-Est "tourne" progressivement au N 180° au SW (fig. IV.29), comme si elle avait ultérieurement subi une rotation qui matérialiserait ainsi une troisième phase plicative.

Sur les autres affleurements les structures de différentes générations sont, semble-t-il, généralement parallélisées dans les structures 2: on observe alors, dans les marbres chloriteux, une schistosité subméridienne pentée à l'Ouest (S0 + S1 + S2 ?).

c) Dans cette écaïlle, on met ainsi une fois de plus en évidence, aussi bien à l'échelle cartographique qu'à l'échelle des mésostructures, la superposition de plis P1 couchés à axes transversaux et de plis P2 à axes subméridiens et déversés à l'Est. De plus une troisième déformation semble être responsable de la dispersion de la schistosité S2.

J'ai indiqué plus haut (IV.2) que ces trois phases plicatives sont intervenues sur un matériel peut-être déjà déformé: le "rubanement" des "marbres chloriteux" (terme ici justifié) résulterait d'un premier épisode tangentiel.

IV.3.3.4- L'écaïlle de Tête Noire

Elle constitue l'affleurement le plus important de matériel mésozoïque jalonnant l'accident Modane-Chavière. Elle supporte à son point culminant (2 674 m) une klippe à matériel de la zone houillère (quartzites werféniens et "gneiss du Sapey") en série inverse (voir fig. II.5). Elle est découpée par des failles délimitant plusieurs secteurs: l'ensemble SW, culminant au point 2 432, est bien individualisé de l'ensemble N et E par une faille subméridienne, ensemble lui-même découpé de failles. Enfin l'extrémité sud de l'écaïlle est séparée du reste par une faille transversale. Le creusement d'une galerie E.D.F. traversant Tête Noire, destinée à collecter les eaux du torrent du St Bernard et à alimenter le barrage de Plan d'Aval (Aussois), m'a permis d'y lever une coupe transversale à la côte 2 000 environ.

a) Partie Nord

. La série, à l'envers, repose sur les quartzites de Vanoise méridionale (fig. II.5). Sur le versant occidental, le contact entre les carbonates triasiques et les conglomérats stéphano-permiens de la zone houillère (Grand-Planay) est de plus en plus décalé à l'Ouest lorsqu'on se dirige vers le Nord. Par analogie avec les structures observées dans les sédiments stéphano-permiens (voir IV.3.2.7), je vois dans cette géométrie un ensemble de plis P1 basculés à l'Ouest (fig. IV.45).

Les microstructures l observées dans les carbonates triasiques sont rares; en versant oriental, le tronçonnement (fractures orientées au N 90°-100°) et le boudinage des bancs de dolomies "carniennes" sont attribués à D1: boudins d'extension de flancs de plis à axes transversaux.

. La déformation D2 se manifeste par des plis droits, ouverts, d'axes méridiens (calcaires rubanés ladinien) ou par des plis concentriques aplatis synschisteux et déversés à l'Est (schistes dolomitiques "carniens").

. Enfin, le pli P3 d'axe N 45°, que l'on voit déformer le flanc normal d'un pli P1 dans le matériel permien (voir IV.3.2.7.), se prolonge vers le NE où on le voit déformer le flanc inverse d'un pli P1, dans les calcaires rubanés ladinien.

b) Partie Sud-Ouest (point 2432 m)

Sa falaise méridionale en donne une coupe naturelle, montrant un ensemble de plis couchés P1, déformés par des plis droits P2 (fig. IV.33). Sa partie sommitale est structurée en un dôme, présentant dans le détail une configuration en "cartons à oeufs", figure classique de la superposition de deux familles de plis droits à axes suborthogonaux, ici N 110° (P1) et N 05°-25° (P2) (J.G. RAMSAY, 1967, P. VIALON et al. 1976) (voir fig. IV.33). D'autres figures d'interférences ont été observées (voir fig. IV.35).

Les mégastructures P1 sont des plis couchés d'axes (construits), orientés au N 90°-110° et à plans axiaux plus ou moins faiblement pentés au Nord (seuls les plis visibles au pied de la paroi ont pu être mesurés). Les microstructures sont visibles dans les niveaux peu compétents: microplis subsoclineaux dans les schistes dolomitiques de la limite Anisien/Ladinien.

La déformation D2 se traduit à l'affleurement par:

- des plis droits (plans axiaux fortement pentés à l'Ouest) ouverts, à axes subméridiens: à la base de la paroi sud, ils tordent les flancs des mégaplis P1;
- des plis plus fermés, à schistosité en éventail dans les bancs massifs.
- une schistosité subméridienne et subverticale à l'Ouest, syngénétique de microplis et "crénulant" les microplis P.

Cette déformation est reponsable des variations de plongement des axes des plis P1 (canevas, fig. IV.34). La structure polyphasée P1 + P2 de la partie SW de Tête Noire est schématisée sur les coupes de la figure IV.36.

c) Partie Est

On y retrouve les mêmes structures P1 + P2, mais la présence de failles les rendent moins visibles (décalages des flancs de plis). Les coupes N-S (fig. IV.38) donnent une idée des plis P1, en particulier l'antiforme synclinale à coeur de brèches "carniennes" au Sud. Ils sont déformés par des plis droits ou faiblement déversés à l'Est, d'axes N 10° à N 20° (fig. IV.36)

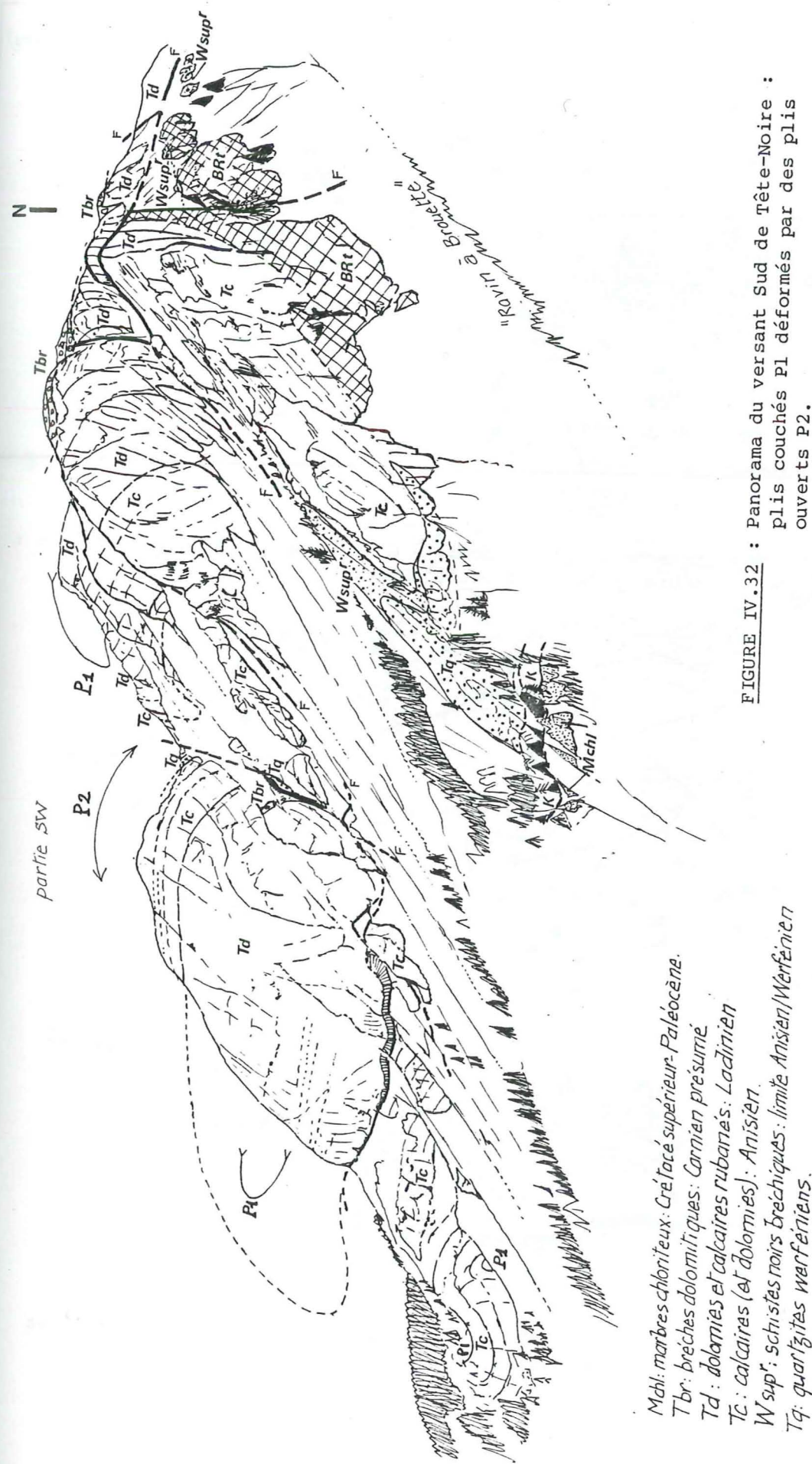


FIGURE IV.32 : Panorama du versant Sud de Tête-Noire : plis couchés P1 déformés par des plis ouverts P2.

Mchl: marbres chloriteux: Crétacé supérieur-Paléocène.
 Tbr: brèches dolomitiques: Carnien présumé.
 Td: dolomies et calcaires rubanés: Ladinien
 Tc: calcaires (et dolomies): Anisien.
 Wsup: schistes noirs bréchiques: limite Anisien/Wenfenien
 Tq: quartzites wenfeniens.

k: cargneules
 BRT: brèche tectonique
 F: faille

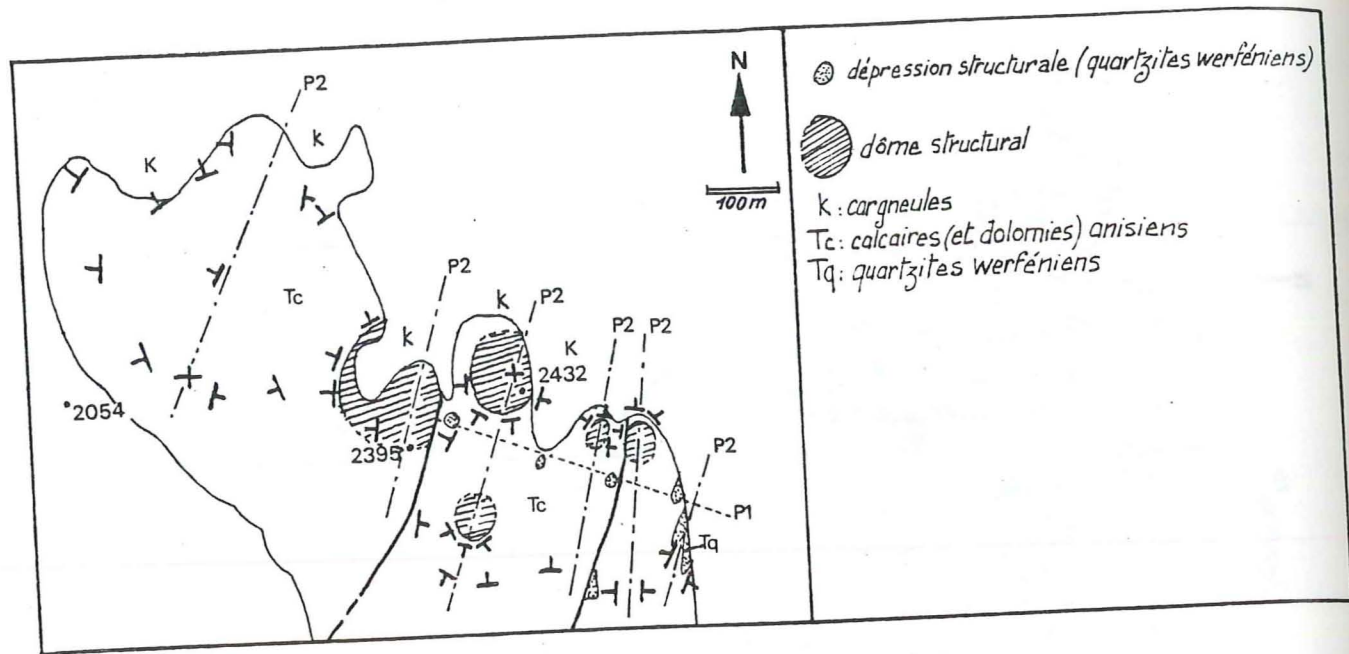


figure IV.33 : carte de la partie sommitale de la croupe SW de Tête-Noire : figure en "boîte d'oeufs" P1+P2.

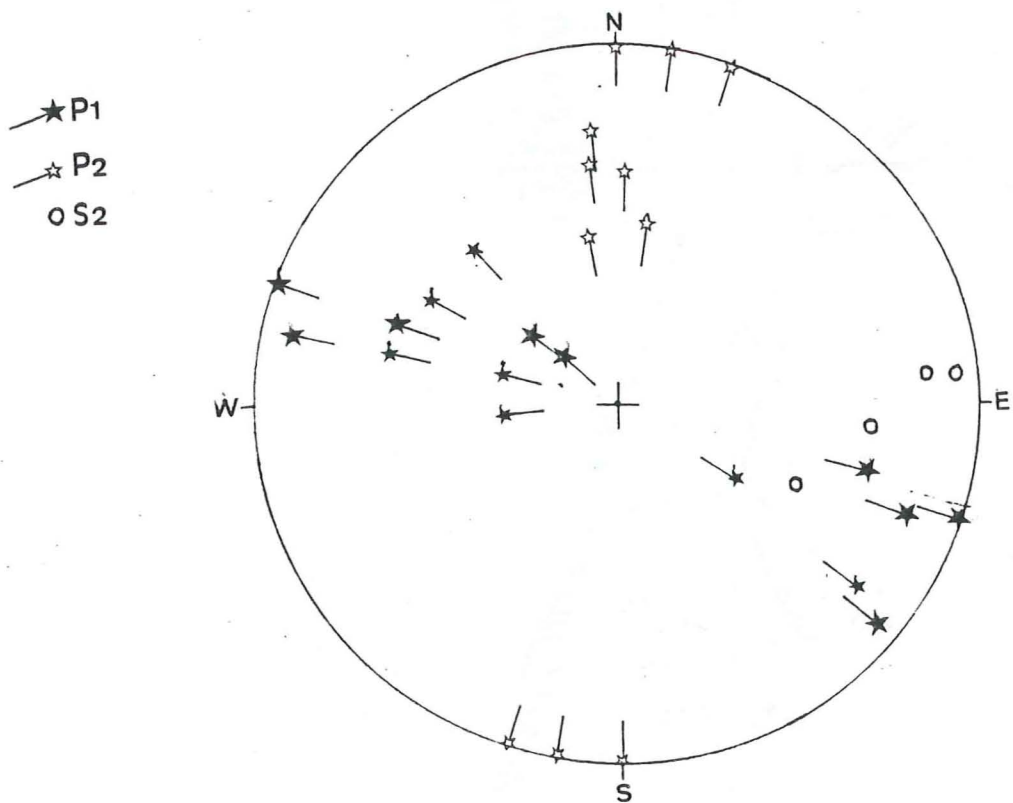


FIGURE IV.34 : Report stéréographique des plis P1 et des plis P2 relevés dans la partie SW de Tête-Noire.

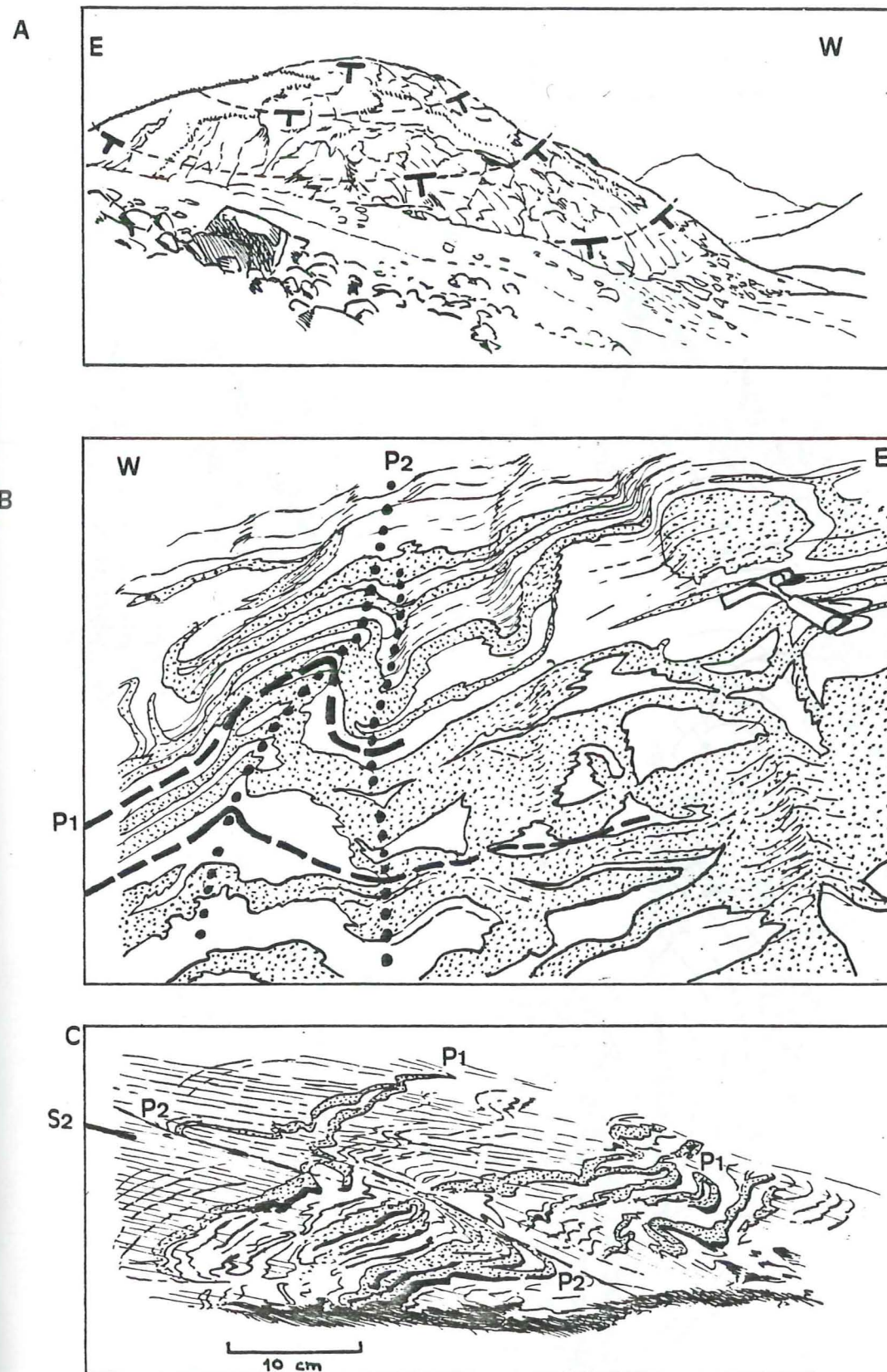
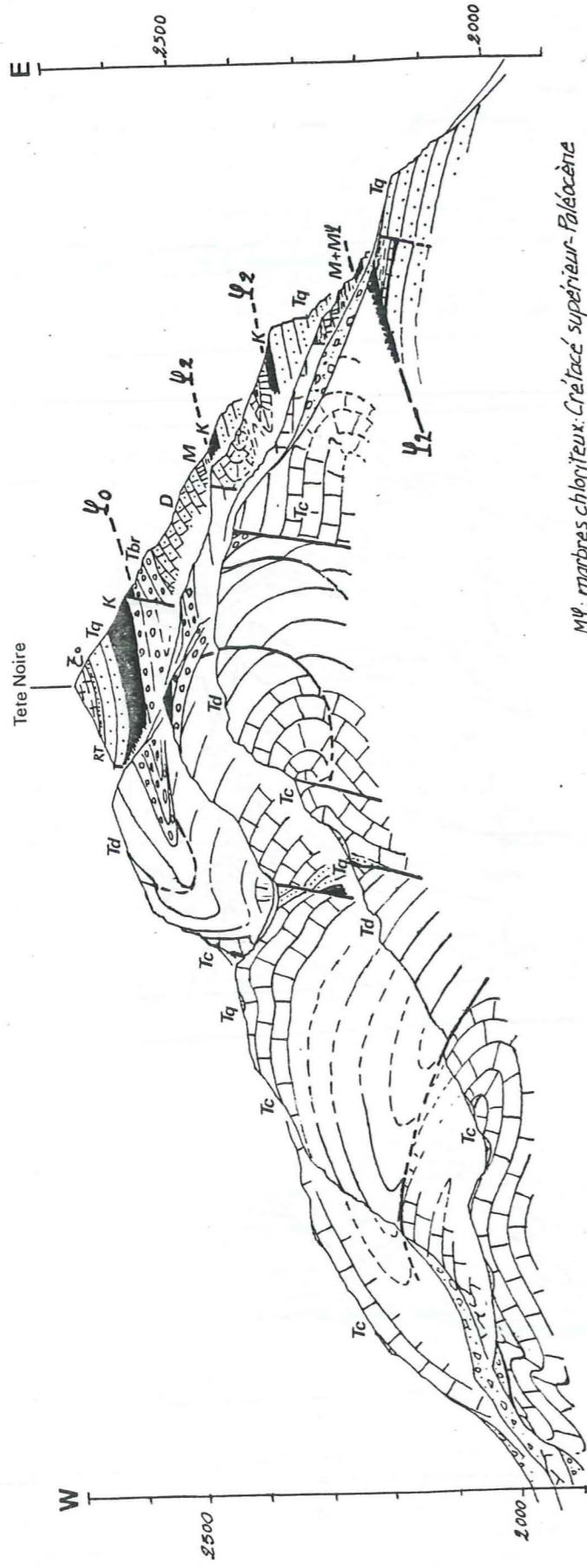


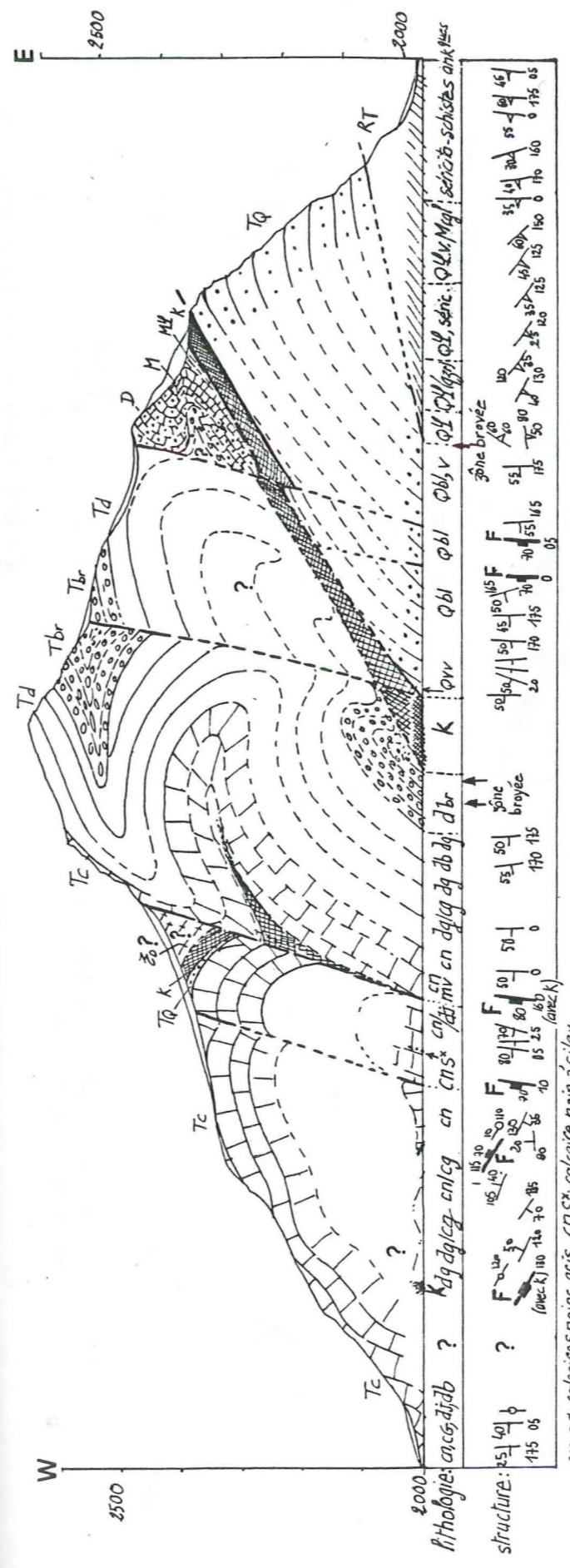
FIGURE IV.35 : Figures d'interférence D1+D2 relevées dans l'écaille mésozoïque de Tête-Noire. A = dôme structural de la partie sommitale de la croupe SW (dolomies quartzes de la limite Werféniens/Anisien) B = versant Ouest de la croupe SW (calcaires et marbres micacés anisiens). C = versant SE de Tête-Noire, au-dessus du chemin Orgère-Col de Chavière (marbres rosés et fins niveaux dolomitiques de l'Anisien).



M: marmes chloriteux: Crétacé supérieur-Paléocène
 M: calcaires gris: c Malm
 D: calcaires noirs: Dogger
 Tbr: brèches dolomitiques: Carnien présumé
 Td: dolomies (et calcaires): Ladinien
 Tc: calcaires (et dolomies): Anisien.
 Tq: quartzites: Werferiens
 RT: schistes argenteux: Permo-trias
 Zo: gneiss oeilés du Sapey.

FIGURE IV.36 : Coupes transversales de l'écaille mésozoïques de Tête-Noire.

k: congneules
 Zo: contact zone houillère/mésozoïque.
 Zo: accident Modane-Charrière



cn, cq: calcaires noirs; gris, cn s: calcaire noir à silex
 ab, dq, dj, d br: dolomie blanche, grise, jaune, bréchique
 mv: marmes vert et rose
 Qb, v, L, vv, (qz): quartzite blanc, verdâtre, phylliteux, vésiculaires, à druses de quartz rose.
 k: congneules.
 -: stratification
 -: schistosité
 F: faille (plan de faille, zone broyée...)
 b: micropli

FIGURE IV.37 : coupe transversale de Tête-Noire, à l'aplomb de la galerie EDF Povaret-Saint Bernard.

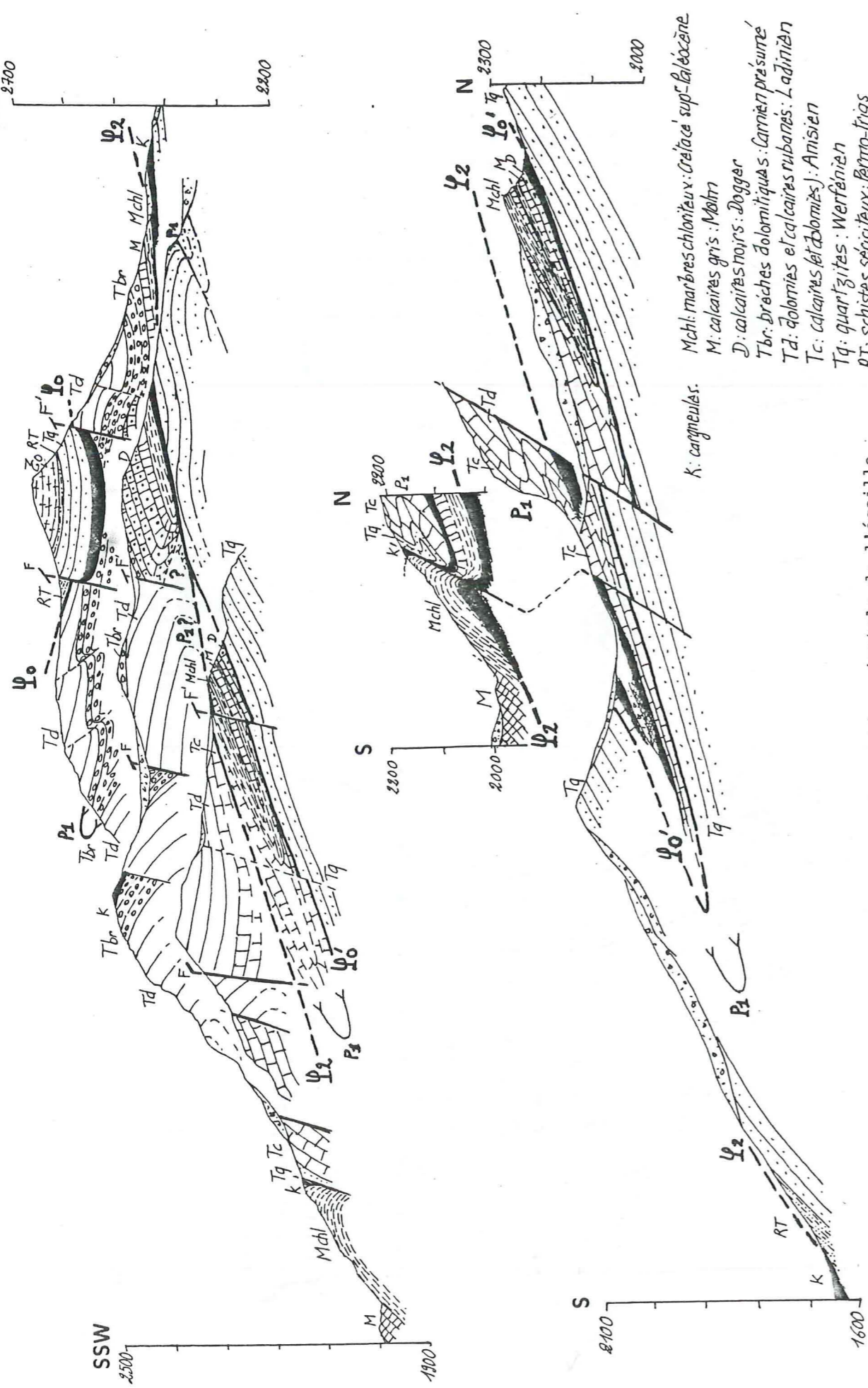


FIGURE IV.38 : coupes longitudinales dans la partie orientale de l'écaille mésozoïque de Tête-Noire.

- K: cargneules.
- Mchl: marbres chloriteux: Crétacé sup.-Paléocène.
- M: calcaires gris: Malm.
- D: calcaires noirs: Dogger.
- Tbr: brèches dolomitiques: Carnien présumé.
- Td: dolomies et calcaires rubanés: Ladinien.
- Tc: calcaires leucobromés: Anisien.
- Tq: quartzites: Werfénien.
- RT: schistes sériciteux: Permio-trias.
- So: gneiss ocellés du Sapey: socle anti-Touiller.
- So: contact zone Touillière / écailles mésozoïques.
- So': contact Vanoise méridionale / écailles mésozoïques.
- So'': accident Modane-Chavière.

A l'affleurement, les déformations ont été préférentiellement enregistrées dans les niveaux schisto-dolomitiques (Anisien, "Carnien"). Une schistosité subméridienne et pentée à l'Ouest, déforme des plis subsoclinaux interprétés comme des plis P1 (fig.IV.35c). Cette schistosité n'a pas une orientation très constante de N 170° à N 40°. De plus, elle est plan axial de plis d'orientation variable (centrés au NE-SW) et dont les axes plongent systématiquement au SW. Il semble qu'il s'agit d'une S2 qui a refonctionné en S3: lors de D3 (contrainte NW-SE), les plis subméridiens S2 rejoignent à la fois en "chevauchements" vers l'Est et en "coulissements" sénestres: les plis P3 (et les plis P2 réorientés ?) plongent au SW.

d) Extrémité Sud

Décalée du reste de l'ensemble carbonaté par une faille transversale, elle est principalement structurée par des plis P1 à axes transversaux (N 110°), subsoclinaux et dont les plans axiaux sont pentés au Sud (fig. IV.38). Vers le Sud, le calcaires anisiens et les quartzites werfénien sont surmontés par des terrains post-triasiques (calcschistes chloriteux) ce qui est interprété comme la trace d'une faille transversale.

e) Les données de la galerie E.D.F. Povaret-St Bernard

La coupe transversale de la figure IV.37 est une tentative de corrélation entre les observations de surface et celles effectuées en galerie.

IV.3.3.5- Conclusions

Les écailles mésozoïques jalonnant la partie sud de l'accident Modane-Chavière sont interprétées comme le flanc inverse de l'anticlinal P1 du Lac Blanc. Dans les matériaux paléozoïques (conglomérats stéphano-permiens, "gneiss du Sapey"), ce flanc inverse se suit vers le Sud (au moins) jusqu'à Modane, alors qu'au Sud de Tête Noire, les écailles proprement dites sont absentes: on envisage ici que ces écailles se prolongent vers le Sud sous la forme des masses de cargneules ruiniformes qui jalonnent ici l'accident Modane-Chavière (on ne peut cependant pas exclure que ces cargneules soient des lambeaux de couverture carbonatée de Vanoise méridionale).

Ces écailles sont principalement structurées par des plis couchés P1, d'axes N 90° à N 120°, synschisteux et à planx axiaux généralement pentés faiblement au Nord. Ces plis P1 ont été déformés par des plis P2 subméridiens et déversés à l'Est, plis contemporains du chevauchement vers l'Est de l'accident Modane-Chavière. Une troisième déformation plicative, plus modeste, est responsable de rares plis P3, d'axe NE-SW et déversés au SE. J'attribue en outre à cette déformation, la torsion et la verticalisation de structures plus anciennes, au contact de la partie Nord de l'accident Modane-Chavière: S2 (écaille au Sud du Col), l'accident lui-même, ainsi que les écailles mésozoïques et leur substratum paléozoïque (P1 + P2) (écailles au Nord du Col).

IV.3.4- VANOISE MERIDIONALE

Ce paragraphe porte principalement sur l'étude structurale du chaînon de l'Aiguille Doran - Pointe de l'Echelle.

IV.3.4.1- Cartographie

Les conglomérats permien de l'Aiguille Doran et de la Pointe de l'Echelle occupent le coeur d'un anticlinal subméridien (axe N°15) déversé dont le flanc occidental normal jalonne l'accident Modane-Chavière, et dont le flanc oriental inverse est laminé dans l'accident du Col de la Masse. Celui-ci est jalonné de cargneules et, à l'Est, flanqué de quartzites werféniens appartenant au flanc normal de l'anticlinal du Râteau d'Aussois. Cet accident apparaît donc comme un plan de chevauchement vers l'Est, contemporain des plis subméridiens. De par leur orientation et leur vergence, ces structures sont attribuées à D2; leur chronologie relative confirme cette hypothèse: nous allons voir qu'elles sont postérieures à des plis transversaux P1 et antérieures à des plis NE-SW P3. La superposition des générations de plis est essentiellement décelable dans le flanc normal de l'Aiguille Doran.

a) Dans le versant occidental de ce sommet, les plans de stratification So (sédiments permien) n'ont pas des directions rigoureusement méridiennes: de N 30°-40° au Nord, elles "tournent" au N 160° au Sud, pour finalement devenir transversales dans les quartzites werféniens dominant le ruisseau du Povaret. L'axe de l'anticlinal de l'Aiguille Doran plonge ainsi fortement au Sud à cette latitude, ce pli intervenant sur des surfaces antérieurement pentées vers le Sud.

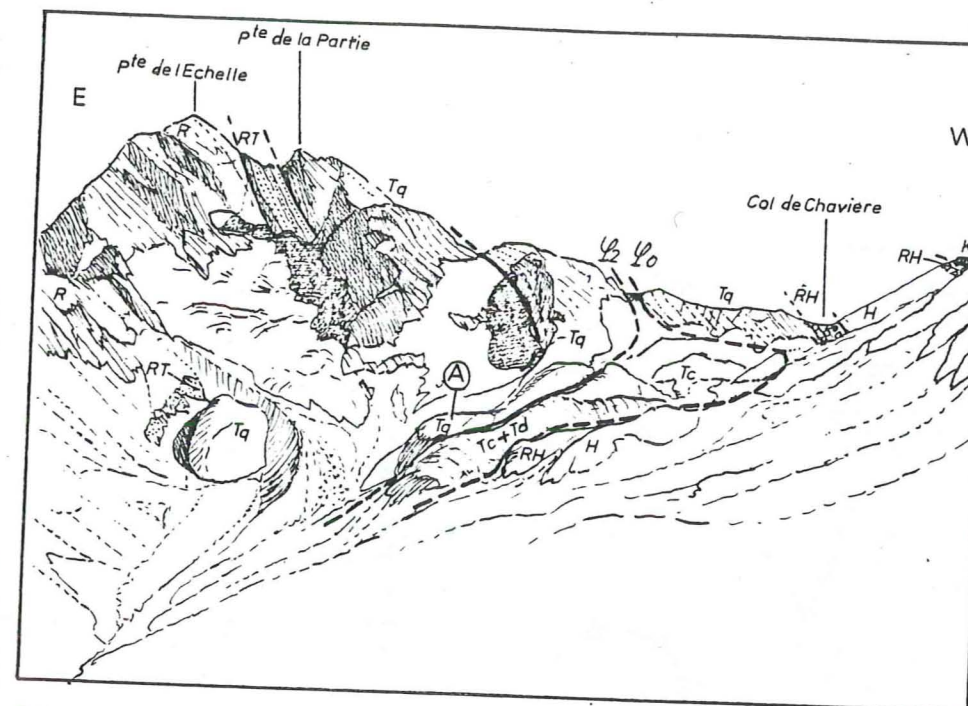
Plus au Sud, malgré les placages morainiques, on peut constater que la barre de quartzites est redoublée, dessinant un pli couché déversé au Nord (?), tronqué par l'accident Modane-Chavière, puisque celui-ci est en contact avec :

- . son flanc normal (quartzites du Povaret);
- . son coeur (calcaires anisiens dominant le refuge de l'Orgère);
- . et son flanc inverse au Sud (fig. IV.38).

Ce pli, dont la direction axiale est indéterminée., tordu et tronqué par des structures 2, est attribuable à D1.

b) La superposition des trois générations de plis est visible dans le secteur de la Pointe de la Partie (latitude du Col de Chavière). Les redoublements des quartzites werféniens (fig. IV.39) sont attribués à des plis couchés transversaux P1. En bordure des écaillies mésozoïques, au Nord du Col, les quartzites dessinent un pli d'axe N 115°-60° W, à coeur de schistes permo-triasiques (Point A de la figure IV.39). Ce pli se couche vers le haut: sur l'arête orientale du Col de Chavière, son flanc inverse repose, par l'intermédiaire d'un mince niveau de dolomies broyées, sur les quartzites, à l'endroit, descendant de la Pointe de la Partie (Point B de la fig. IV.41). Les ressauts rocheux dominant le Lac de la Partie montrent aussi deux plis couchés d'axes transversaux (Point C et D), tordus par des plis ouverts, d'axes N 20° à N 40°, ou par des plis métriques d'axes N 50° et déversés au SE (point E).

L'interprétation de ce secteur est illustrée par la figure IV.42: les plis P1 couchés, à vergence Nord, se situent dans les flancs de plis P2 subméridiens déversés à l'Est. Le pli A serait le prolongement du pli C dans le flanc inverse d'un synclinal P2 jalonnant l'accident Modane-Chavière. Ces structures P1 + P2 ont été tordues par des plis P3 d'axes N 20° à N 50°.



Td: dolomies et calcaires rubanés: Ladinien
 TC: calcaires (et dolomies): Anisien
 Tq: quartzites blancs: Werféniens
 RT: schistes sériciteux: Permo-trias
 RH: conglomérats versicolores: Stéphano-permian
 R: grès et conglomérats siliceux: Permien
 H: grès et schistes gris: Houiller

Uo: contact (Do) zone Trouillière/écaillies mésozoïques
 Uz: contact (Dz) Modane-Chavière

FIGURE IV.39 : Panorama du versant Sud du Col de Chavière, vu depuis le Col des Fonds. Noter le redoublement de la barre de quartzites werféniens de Vanoise méridionale au contact de l'accident Modane-Chavière. Le point A renvoie au texte et à la figure IV.42.

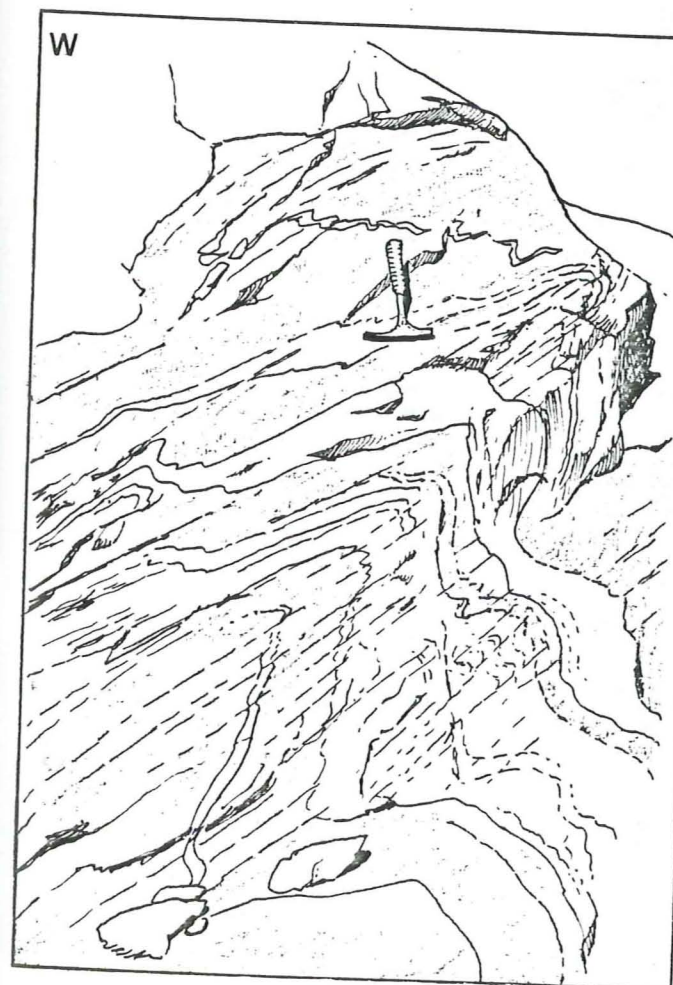


FIGURE IV.40 : Plis P2 (axe N 0° à N 10°, horizontaux) dans les grès et schistes permien de l'anticlinal de l'Aiguille Doran; affleurement en contrebas NW du Col du Ravin Noir.

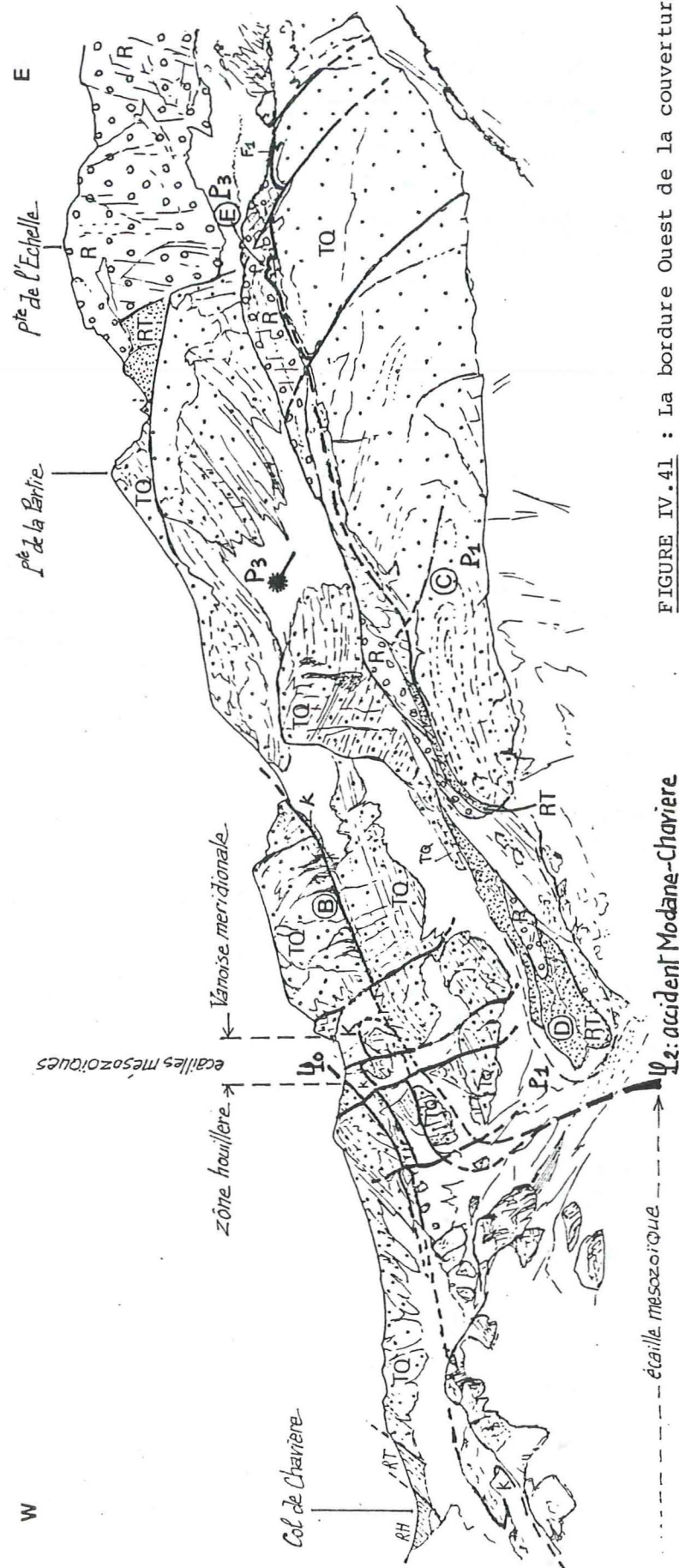
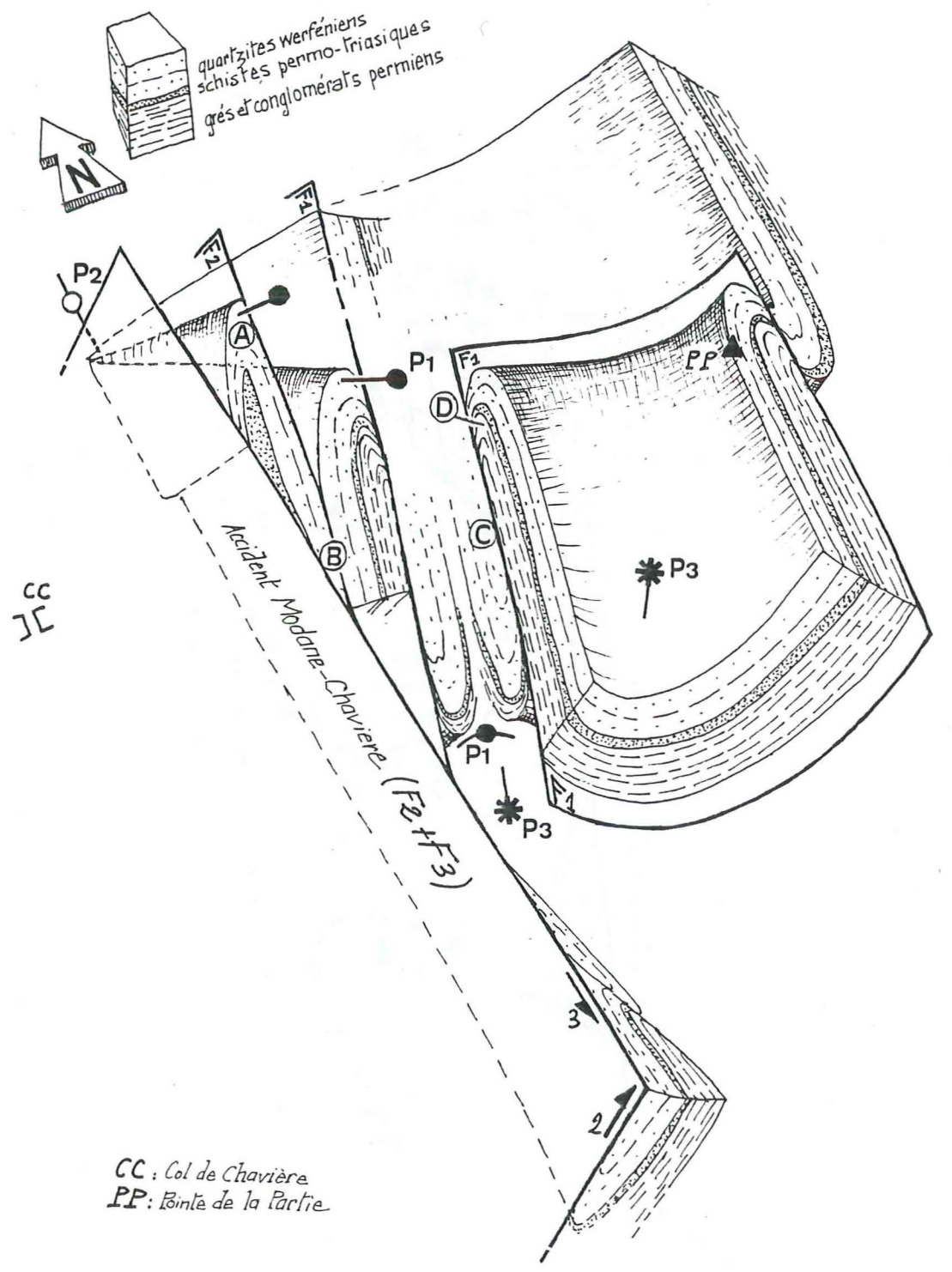


FIGURE IV.41 : La bordure Ouest de la couverture de Vanoise méridionale, à la latitude du Col de Chavière (les lettres cerclées renvoient au texte et à la fig. IV.42). Les plis couchés P1 appartiennent à l'anticlinal P2 de l'Aiguille Doran dont le coeur est ici représenté par les conglomérats permiens de la Pointe de l'Echelle ; ces plis P1 sont tordus par des plis P3 d'axe NE-SW.

- Tq: quartzites werréniens
- RT: schistes permo-triasiques
- RH: conglomérats stéphano-permiens
- R: grès et conglomérats permiens
- K: cargneules
- F1: accident chevauchant contemporain des plis P1.



- CC: Col de Chavière
- PP: Pointe de la Barthe

FIGURE IV.42 : Interprétation de la structure de la bordure ouest de Vanoise méridionale, à la latitude du Col de Chavière (les lettres cerclées renvoient au texte et à la figure IV.41).

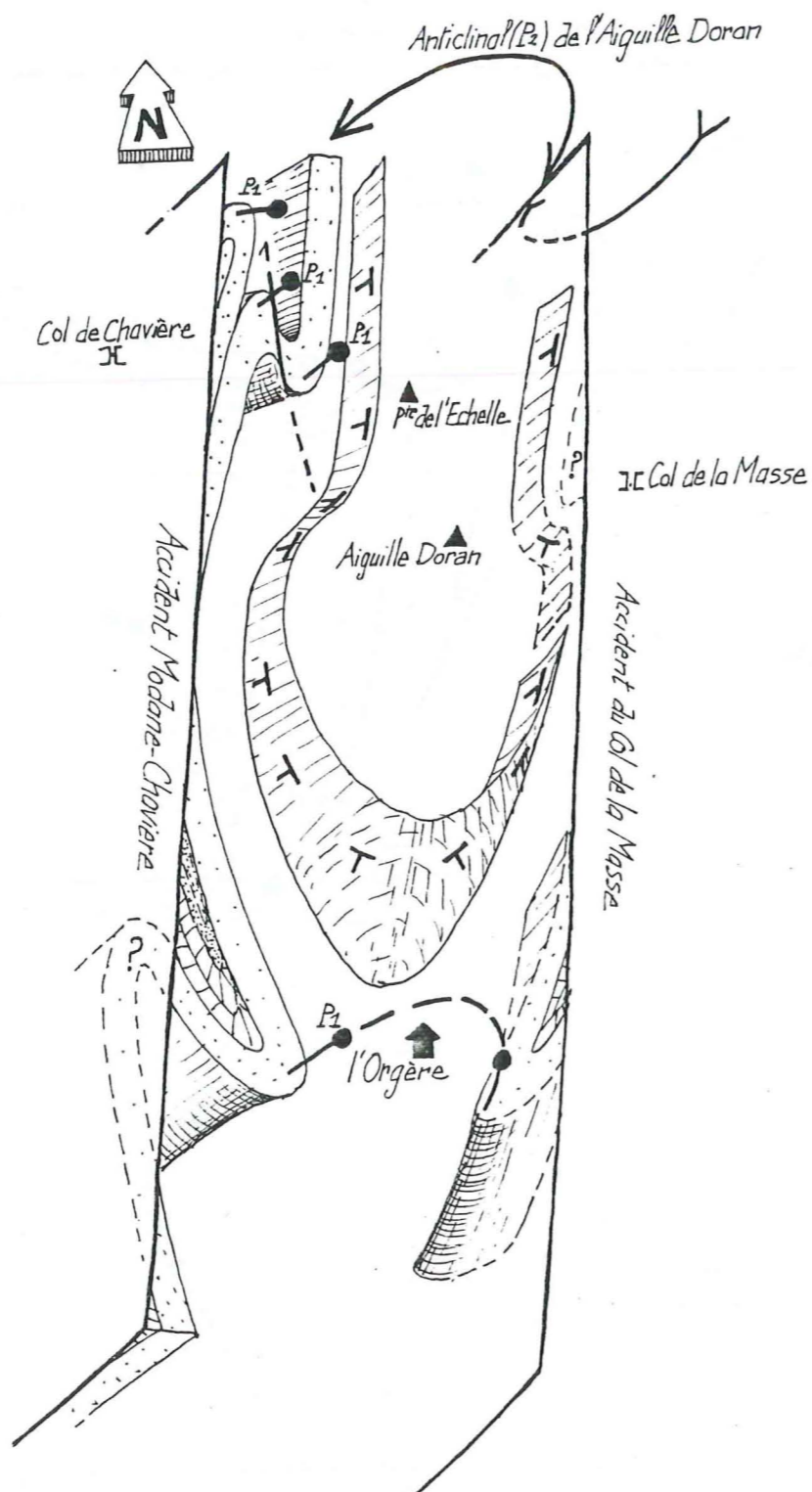


FIGURE IV.43 : Interprétation de la structure de l'anticlinal de l'Aiguille Doran. Les plis P3 n'ont pas été représentés (pour ceci, voir fig. IV.42). Les variations de l'orientation de S_0 observées dans le versant Ouest de l'Aiguille Doran, le plongement axial de l'anticlinal P2 au Nord de l'Orgère sont interprétés comme les traces d'une déformation D1 qui se manifeste en outre par des plis couchés visibles à la latitude du Col de Chavière (fig. IV.41) et à celle de l'Orgère (fig. IV.38).

IV.3.4.2- Les affleurements

- Structures 1: les plis couchés P1, accompagnés de chevauchements vers le Nord (P1) (fig. IV.41 et fig. IV.42) ont des répliques dans les schistes et les grès permo-triasiques et permians: plis subisoclinaux à schistosité de plan axial. Dans les quartzites werféniens se développe localement une schistosité de fracture S1 (Point D, falaise de Povaret).

- Structures 2: Ce sont essentiellement des plis subisoclinaux concentriques aplatis ou semblables, à schistosité de plan axial (fig. IV.40). Sporadiquement développée dans les quartzites, la schistosité S2 est la schistosité principale dans les niveaux moins compétents.

Cependant, lorsque la lithologie est monotone, il est difficile de savoir si l'anisotropie de la roche est due à S1, S2 ou à S1 + S2 (S1 réorientée, transposée dans S2).

- Structures 3: Alors qu'à grande échelle, les structures 3 sont des plis largement ouverts (fig. IV.41), les plis métriques 3 sont plus fermés et nettement déversés au SE; la schistosité S3, absente dans les quartzites, se développe dans les grès et les schistes et apparaît alors comme un "strain-slip-cleavage", crénulant les schistosités antérieures (point E).

IV.3.4.3- Conclusions

Seule la structure du chaînon de l'Aiguille Doran a été étudiée; elle est schématisée par la figure IV.43. On reconstitue la succession de trois étapes de déformation plicative:

Une première déformation D1 a édifié des plis couchés déversés au Nord, de flanc normal, flanc qui serait celui du méga-pli dont la charnière se situe au front Nord de la Vanoise méridionale (B. GOFFE, 1975; J.F. RAULT, 1980b; E. JAILLARD, 1984).

Une deuxième déformation D2 a édifié l'anticlinal de l'Aiguille Doran, pli subméridien et déversé à l'Est, syngénétique de l'accident chevauchant du Col de la Masse.

Une troisième déformation D3 se manifeste localement par des plis droits d'axe N 20°-40° ou par des plis d'axe N 50° déversés au SE.

IV.4- LES DÉFORMATIONS TARDIVES D4

Elles se déforment par des accidents cassants recoupant les structures antérieures (fig. IV.47).

Ce sont essentiellement des accidents à composante horizontale:

a) Failles N 140° environ, senestres: la faille séparant le Revers de Gébroulaz du Mont-Coua est responsable de la réorientation, par rotation anti-horaire d'environ 25°, des axes de plis P2 et P3. Cette composante sénestre est attestée par ailleurs par des stries (failles de la partie SSW du Revers de Gébroulaz);

b) Rares accidents N 50°, décalant l'accident Modane-Chavière de façon dextre (écaïlle au Nord du Col de Chavière);

c) Failles subméridiennes découpant le massif carbonaté de Tête Noire: elles semblent avoir eu des composantes sénestres (décalage des Pl);

d) Failles transversales N 95° à N 100°, pentées vers le Sud à jeu sénestre ou inverse (versant sud du Col de la Chavière, terminaison sud du Tête Noire).

La chronologie relative de ces accidents n'est pas établie. S'ils sont contemporains (réseau de failles conjuguées), ils traduisent une compression E-W.

Enfin, des stries indiquent que ces accidents, ou des accidents plus anciens contemporains de D2, ont parfois joué en failles normales (abaissement des compartiments occidentaux): failles du Revers de Gébroulaz, faille du glacier de Gébroulaz, faille occidentale de Tête Noire.

IV.5- CONCLUSIONS À L'ÉTUDE STRUCTURALE

IV.5.1- RECAPITULATION

Sur l'ensemble du terrain étudié, on peut distinguer cinq phases de déformation successives:

D₀: charriage de diverses unités de couverture (série Briançonnaise complète ou réduite à ces termes triasiques, série essentiellement post-triasique d'origine plus "interne", série essentiellement évaporitique) sur les deux unités de "socle" (zone houillère et Vanoise méridionale). J'attribue à cette déformation initiale des mésostructures observées très localement: schistosité dans les marbres chloriteux et plis isoclinaux dans les marbres de la série plus "interne". Cependant, elle se manifeste essentiellement par les contacts tectoniques entre les diverses unités localement rabotées à leur base (série Briançonnaise).

Le sens et l'importance du déplacement de la couverture sont inconnus.

D₁: Phases de plis couchés, vers le Nord, d'axes N 90°-110° et à plans axiaux subhorizontaux. Les mégaplis P1 sont accompagnés de plis à toutes les échelles, synschisteux, isoclinaux à subisoclinaux dans les niveaux incompetentes (schistes houillers, marbres chloriteux), plus rarement ouverts (carbonates triasiques) (fig. IV.45).

D₂: Phases de plis subméridiens, d'axes N 10° à N 20°, déversés à l'Est. Les mégastructures sont des plis ouverts, isopaques et à plans axiaux fortement pentés à l'Ouest dans le matériel carbonaté (Tête Noire) ou des plis de style semblable dans les schistes de la zone houillère et dans les schistes et conglomérats de Vanoise méridionale. Ces plis sont associés à des accidents chevauchants (failles du Glacier de Gébroulaz et du Col de Masse, accident Modane-Chavière). (fig. IV.46).

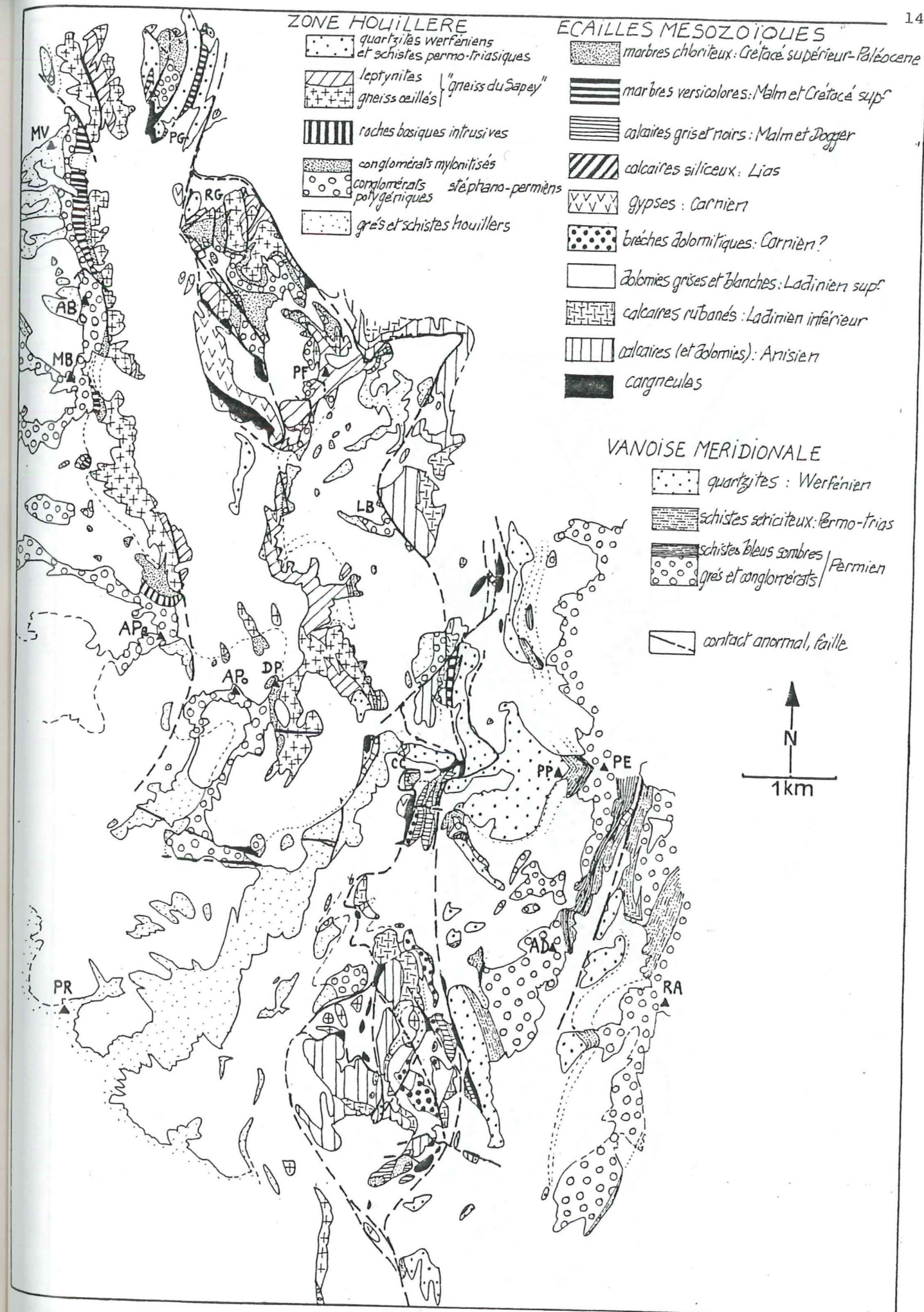


FIGURE IV.44 : carte géologique de la partie Nord du secteur d'étude. (Les contours sont ceux des cartes IV.45, IV.46, IV.47 et IV.48).

FIGURE IV.45 : Carte de la déformation D1

- CONTACT $\emptyset 0$
- ANTICLINAL P1
- SYNCLINAL P1
- PLI MINEUR P1

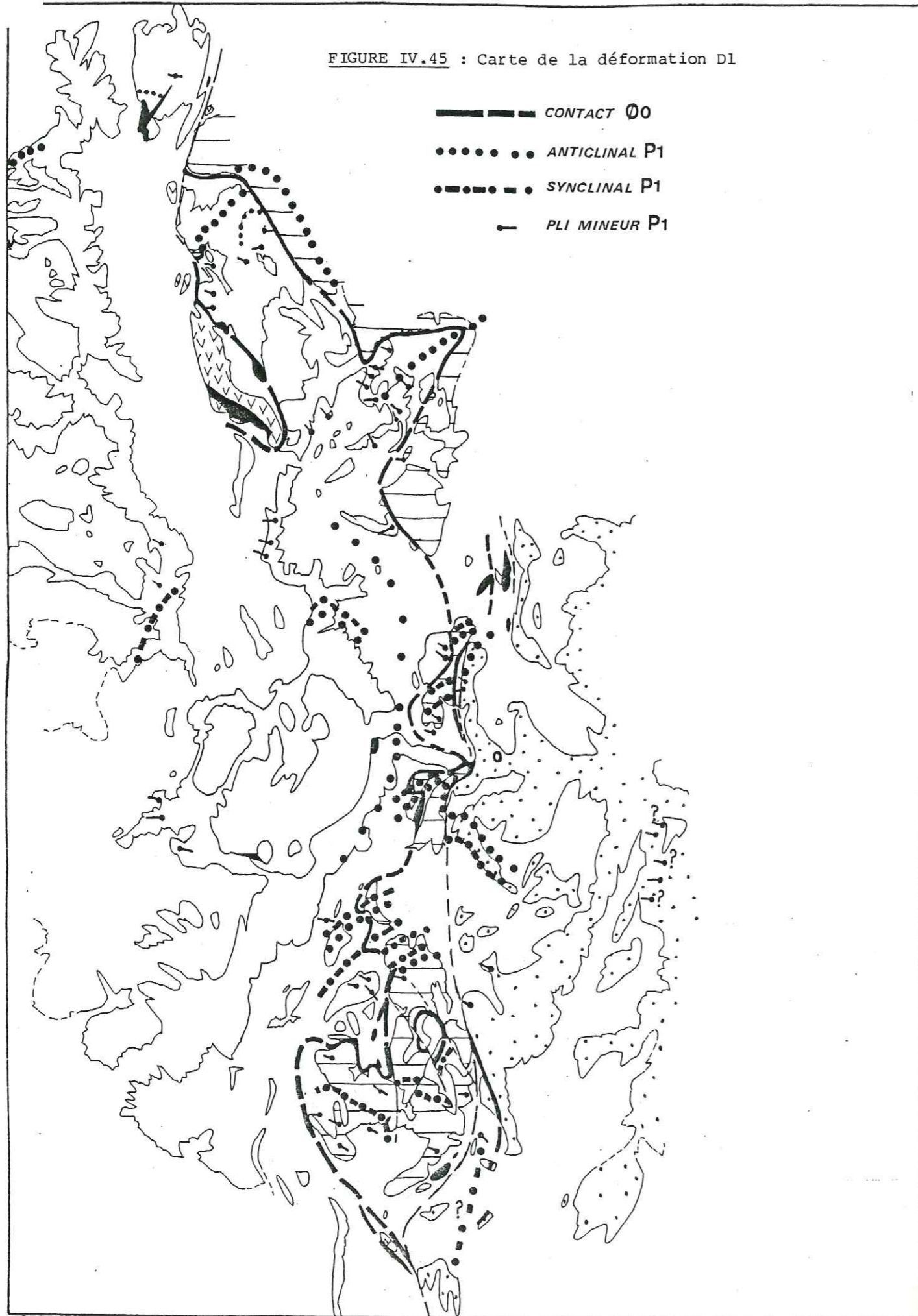


FIGURE IV.46 : Carte de la déformation D2.

- ▽▽▽▽ FAILLE INVERSE F2
- SYNCLINAL P2
- ANTICLINAL P2
- PLI MINEUR P2

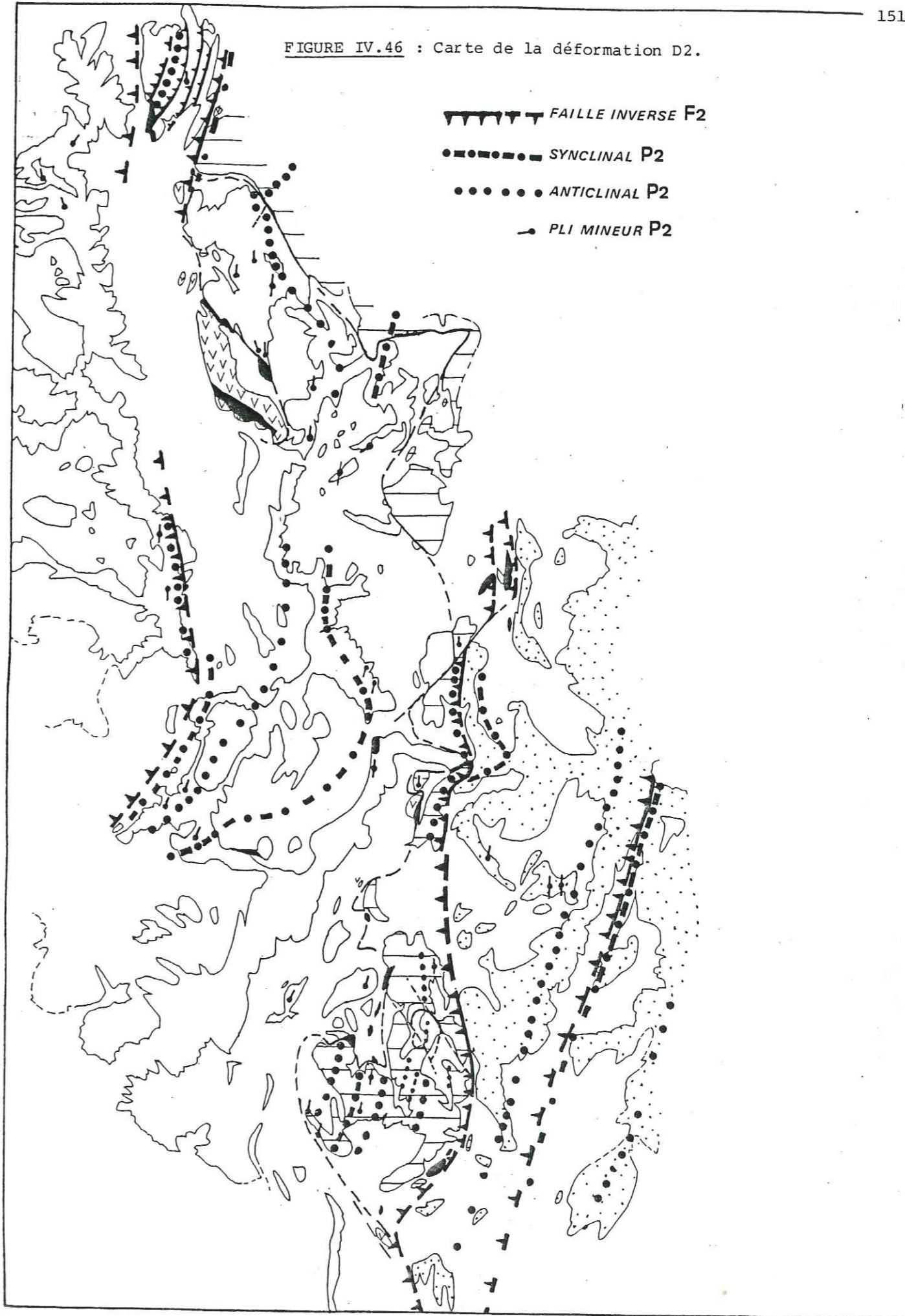


FIGURE IV.47 : carte de la déformation D3 et de la déformation D4

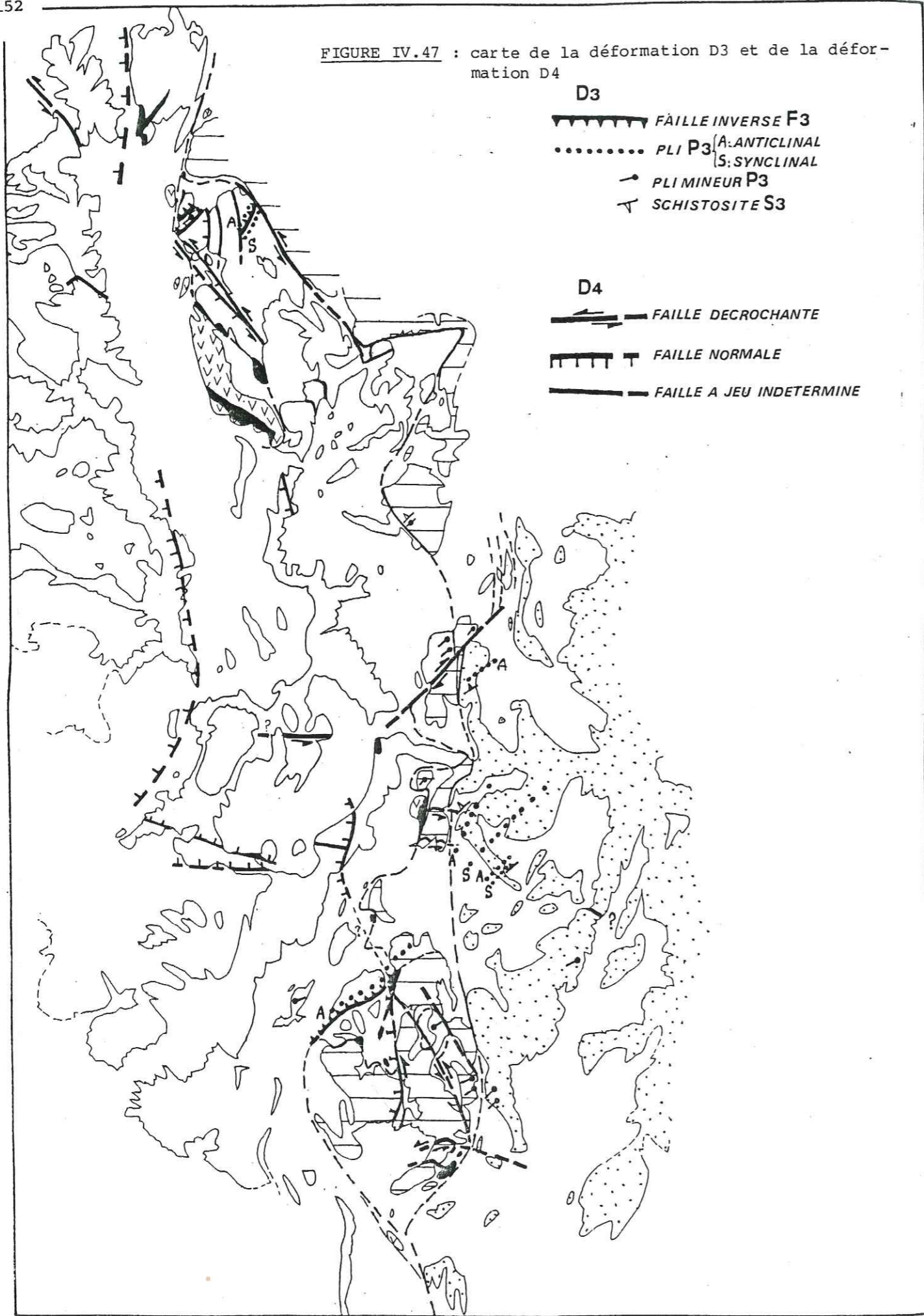
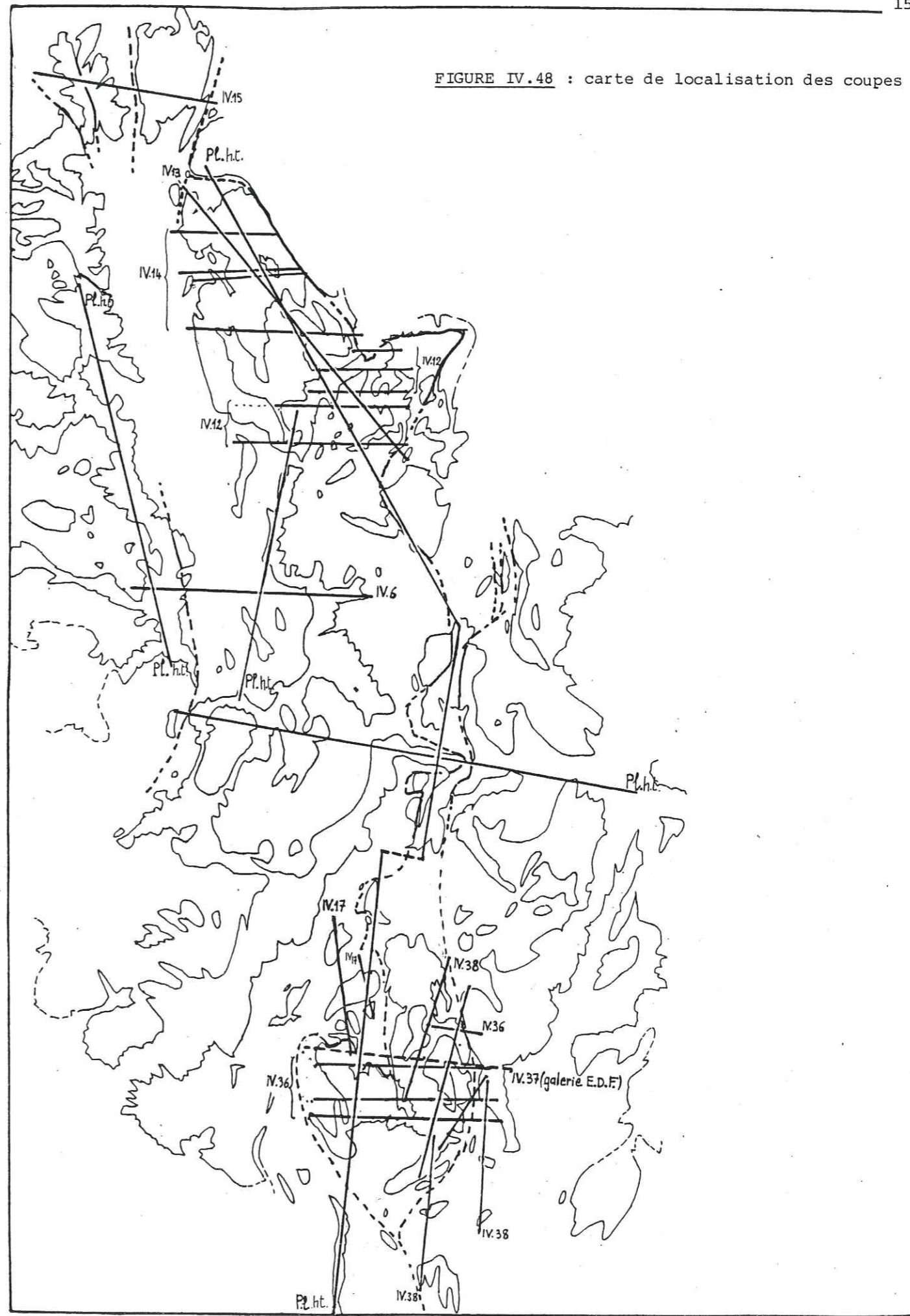


FIGURE IV.48 : carte de localisation des coupes



Ces mégastructures sont accompagnées de plus synschisteux à toutes les échelles. Au moins à petite échelle et dans le matériel incompetent, le mécanisme principal de la déformation 2 est le glissement comme l'indique la modalité de la déformation des plis P1.

D₃: Phase de plis d'axe NE-SW et déversés au SE. Ces plis sont accompagnés par des écaillages et parfois par une schistosité développée dans les niveaux les moins compétents. Elle est en outre responsable de la verticalisation des structures P1 + P2 à l'approche de l'accident de Modane-Chavière, dans sa partie nord (écaille mésozoïque et Vanoise méridionale) (fig. IV.47).

D₄: Phase cassante se traduisant par des failles décrochantes, puis par le rejeu, en faille normale, de ces accidents ou d'accidents plus anciens.

IV.5.2- L'ACCIDENT MODANE-CHAVIERE

Cet accident a essentiellement fonctionné lors de D2 (chevauchement vers l'Est); en effet:

- les plis P1 ne se correspondent pas de part et d'autre de l'accident; il met d'ailleurs en contact, à la même altitude, un flanc inverse de P1 à l'Ouest (zone houillère et écaillages mésozoïques) avec un flanc normal de P1 à l'Est (Vanoise méridionale);

- les plis P1 sont tronqués par cet accident comme cela est bien visible en ce qui concerne les plis affectant la bordure occidentale de Vanoise méridionale;

- il a par contre une direction subparallèle à celle des axes des P2.

Cependant, cet accident a été déformé lors de D3; il est en effet fortement redressé dans sa partie nord, ainsi d'ailleurs que les structures P1 + P2 à son approche. Plus au Sud, à la latitude de Tête Noire, cet accident est moins penté: il aurait ici conservé la géométrie acquise lors de D2. Les indices du jeu sénestre de l'accident Modane-Chavière ont été relevés dans sa partie nord (voir IV.3.3.2). Son fonctionnement en faille sénestre n'est pas daté avec certitude, mais il est probable qu'il a été induit par la déformation D3: l'orientation des axes des P3 au NE-SW suggère une direction de compression NW-SE, qui, sur un accident subméridien, entraîne, outre un chevauchement vers l'Est, une composante horizontale sénestre. Nous avons relevé ce phénomène à petite échelle, sur les plans de schistosité S2, réutilisés lors de D3 (IV.3.3.4.c).

IV.5.3- CORRELATIONS ET AGES (voir fig. IV.49)

Le charriage DO est postérieur au dépôt des schistes de Pralognan qui dateraient de l'Eocène moyen. Il peut être corrélé avec les charriages à vergence externe en pays briançonnais (P. TRICART, 1980) et avec le décollement des Préalpes (P. HOMEWOOD et al. 1980) et daterait de l'Eocène supérieur.

Ce charriage aurait suivi de peu l'érosion de la couverture éventuelle de la zone houillère, érosion qui aurait en outre localement déblayé la totalité de l'épaisseur des quartzites werféniens, si l'on suppose que ceux-ci se sont déposés uniformément. Cet épisode précoce, envisagé par F. ELLENBERGER (1958) peut être corrélé avec les déformations anté-priaboniennes reconnues dans la zone ultra-dauphinoise: plis "arvinches" scellés par le flysch lutétien des Aiguilles d'Arves (R. BARBIER, 1956, 1963; R. BARBIER et J.C. BARFETY, 1972) et écaillages anté-nummulitiques affectant le socle cristallin du Revers oriental du massif du Pelvoux (C. BRAVARD et M. GIDON, 1979).

La géométrie, le style et la chronologie relative des plis P1 permettent de corréler notre D1 avec la D1 de F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967) en Vanoise septentrionale, la D1 de B. GOFFE (1975) en Vanoise méridionale, la D1 de J.F. ROULT (1980 b) et avec la D1 de J. PLATT et G. LISTER (1978). D1 daterait de l'Eocène terminal.

La déformation D2 est attribuée aux classiques rétrodéversements des structures et daterait de l'Oligocène moyen à supérieur.

La déformation D3 est corrélable avec la D3 de F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967) et avec la deuxième étape de G. GOFFE (1975).

Je n'ai pas étudié les relations entre les déformations et le métamorphisme. B. GOFFE (1982) propose l'histoire métamorphique suivante:

- . étape 1 (45 à 42 MA): montée à P= 2,5 kb et T= 230°C;

- . étape 2 (42 à 41 MA): montée rapide à P= 5 kb et T= 310°C (apex du métamorphisme). Ces deux étapes seraient communes au socle de Vanoise méridionale et à sa couverture qui se divise ensuite (étape 3): une partie reste sur le socle de la Vanoise méridionale, une autre partie est expulsée sur la Vanoise septentrionale et sur la zone houillère. Cette étape aurait eu lieu lors des rétrodéversements D2.

- . étape 4 et 5 (40 à 20 MA): délestage rapide, puis lent des différentes portions de couverture avec refroidissement plus rapide de la couverture reposant sur le socle de la zone houillère.

Or, d'après notre étude structurale, la séparation de la couverture en deux parties reposant sur deux substratums différents est contemporaine de DO. Il faudrait admettre que DO est contemporaine de l'apex du métamorphisme HP, ou alors que DO est anté-métamorphe et que les différentes parties de couverture ont subi des évolutions métamorphiques précoces (montée en HP) comparables. N'ayant pas étudié les relations entre les déformations et le métamorphisme, je ne suis pas en mesure d'opter pour une de ces deux hypothèses.

Soulignons enfin que si les corrélations sont assez aisées avec les déformations identifiées dans des secteurs voisins (Vanoise septentrionale, massif d'Ambin), elles sont par contre plus difficiles avec celles identifiées en pays briançonnais. Cette difficulté provient essentiellement du fait que notre déformation D1 ne semble pas y avoir d'équivalent, et ceci même dans la zone houillère au Nord de Névache (R. FABRE, 1982). Il semble que ces deux régions ont des histoires structurales différentes.

VANOISE OCCIDENTALE	
E. JAILLARD (1984) - cette étude -	
IV	D ₃ : plis NE-SW déversés au SE.
III	D ₂ : plis subméridiens synschisteux, déversés à l'E.
II	D ₁ : plis couchés transversaux synschisteux, déversés au N.
I	D ₀ : charriage de la couverture Briançonnaise sur la zone houillère.

VANOISE N et S	
J.F. RAOULT (1980 b)	
III	D ₂ : plis et écaillages subméridiens, déversés à l'E.
II	D ₁ : plis couchés, de style penninique, à vergence NNW ; jeu sénestre de l'accident Modane-Chavière.

VANOISE SEPTENTRIONALE	
F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967)	
IV	D ₃ : plis NE-SW déversés au SE.
III	D ₂ : plis subméridiens à schistosité subverticale.
II	D ₁ : plis couchés déversés au NNE ou au SSW.

VANOISE MERIDIONALE	
B. GOEFFE (1975)	
III +	D ₂ ' : écaillages liés à la surrection du socle.
IV	D ₂ : plis semblables NE-SW à NW-SE, linéation de glissement NW-SE.
II	D ₁ : plis couchés, synschisteux, NW-SE déversés au SW.

VANOISE MERIDIONALE	
J. PLATT et G. LISTER (1978)	
III +	D _u : plis NE-SW déversés au SE (mica blc, chl, calc.)
II	D _t : plis transversaux à vergence N (mét. schistes verts).
	D _s : chevauchements (glau-sph-ép-mica blc).
	D ₀ : déformation synmétamorphe (grt-glau-laws).

ZONE DES AIGUILLES D'ARVES	
C. BRAVARD et al. (1981), BRAVARD (1983)	
III +	- Structures à vergence Est.
IV?	- plis à vergence Ouest.
II	- tectonique tangentielle à vergence NW.
I	- mise en place des "schistes à blocs" au sommet de la série nummulitique.

ZONE HOUILLERE (NEVACHE)	
R. FABRE (1982)	
?	- Schistosité crénelante à vergence externe.
III	- plis subméridiens surdéversés à l'Est.
I?	- cisaillement tangentiel externe.

PAYS BRIANCONNAIS	
P. ITRICART (1980)	
IV?	- Rétrodéversement : Miocène supérieur.
III	- plis NS à NE-SW à vergence interne : Oligocène moyen à supérieur.
I	- charriage externe Eocène supérieur.

MASSIF D'AMBIN	
B. ALLENBACH (1982)	
IV	- plis NE-SW.
III	- plis N-S déversés à l'E. (mét. schistes verts).
II	- plis NE-SW ou NW-SE (mét. HP).
I	- charriage des schistes lustrés post-lutétien.

IV.5.4- MODELE D'EVOLUTION STRUCTURALE

Il est illustré par la figure IV. 50.

D₀- Eocène supérieur

Décollement, à la faveur de niveaux évaporitiques (base de l'Anisien et Carnien) et peut-être sous l'avancée des Schistes Lustrés, de la nappe Briançonnaise qui vient reposer sur les socles de la zone houillère et de Vanoise méridionale.

D₁- Eocène terminal

Ces socles et l'édifice de nappes sont structurés par des grands plis couchés, déversés vers le NNE. Pour la zone houillère et les écaillages mésozoïques, les plis P1 appartiennent au flanc inverse d'un synclinal dont le flanc normal est actuellement masqué à la longitude du secteur cartographié. Pour la Vanoise méridionale, les plis P1, appartiennent au flanc normal d'un anticlinal dont la charnière se situe au front nord de ce massif.

D₂- Oligocène moyen à supérieur

Plis subméridiens et déversés à l'Est, syngénétiques d'accidents chevauchants, en particulier l'accident Modane-Chavière.

D₃- Miocène supérieur

Plis NE-SW déversés au SE induisant un rejeu décrochant sénestre de l'accident Modane-Chavière.

D₄- Pliocène (?)

Tectonique cassante, failles décrochantes et rejeu, en failles normales, d'accidents plus anciens.

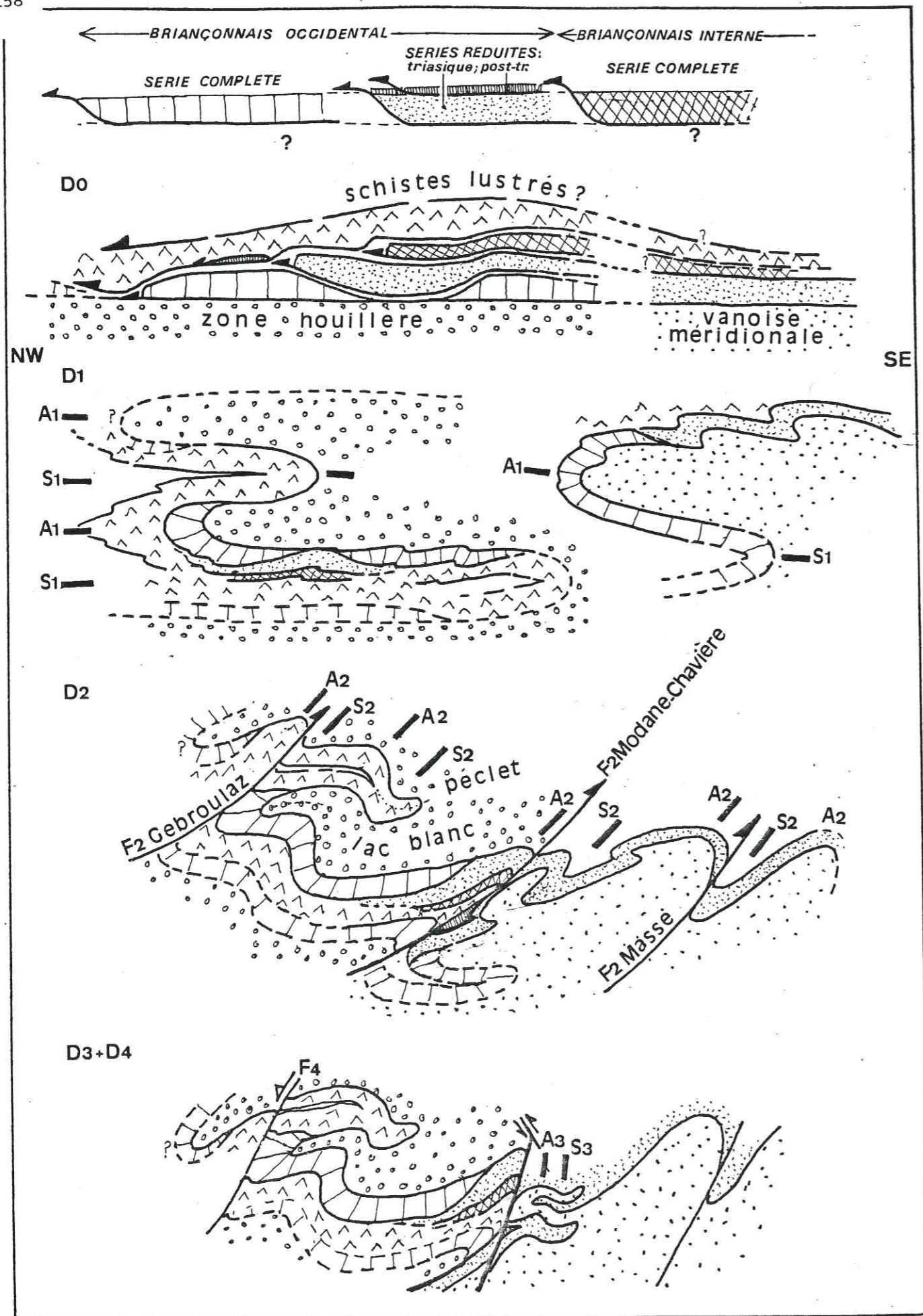


FIGURE IV.50 : Modèle d'évolution structurale alpine du secteur étudié.

CHAPITRE V

CONCLUSIONS GÉNÉRALES - PRINCIPAUX RESULTATS

Les résultats de ce travail sont résumés dans les conclusions partielles des trois précédents chapitres. Je pense avoir mis en évidence les faits nouveaux suivants:

- Les "Gneiss du Sapey" sont constitués de deux ensembles pétrographiquement distincts: les gneiss ocellés sont d'anciens granitoïdes acides et les "leptynites" représentent un ancien complexe volcano-détritique.

- Au sein de ces dernières est découverte une paragenèse à disthène-staurotide-grenat.

- Le contact entre les "Gneiss du Sapey" et les sédiments stéphano-permiens sous-jacents est de nature tectonique; des répliques de ce contact au sein des gneiss ocellés sont cachetées par les sédiments permo-triasiques.

Les "Gneiss du Sapey" sont donc considérés comme un ensemble d'écaillés à matériel au moins "pro-parté" de socle, mises en place tectoniquement, lors de la phase saaliennne, dans la série paléozoïque de la zone houillère.

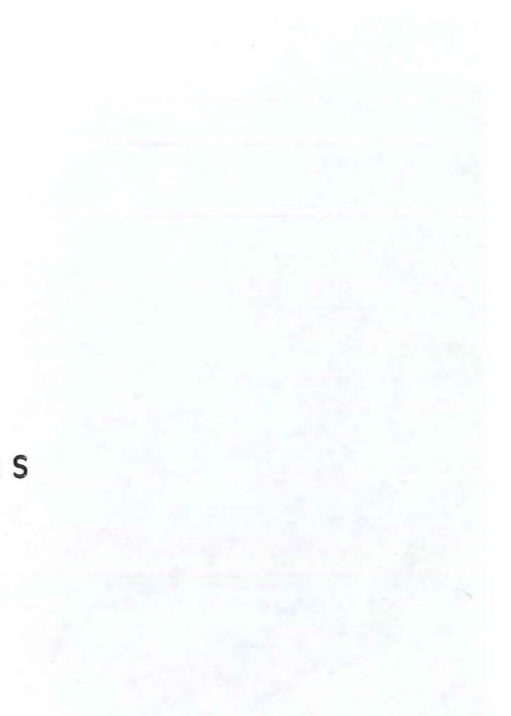
Des études structurales, pétrographiques et géochimiques devront permettre de préciser les liens génétiques éventuels entre les gneiss ocellés et les "leptynites", ainsi que la lithologie originelle et l'âge de chacun de ces matériaux.

- Les modalités du contact des brèches attribuées au Carnien sur les dolomies ladinienes témoignent d'une tectonique distensive dont l'âge reste à préciser.

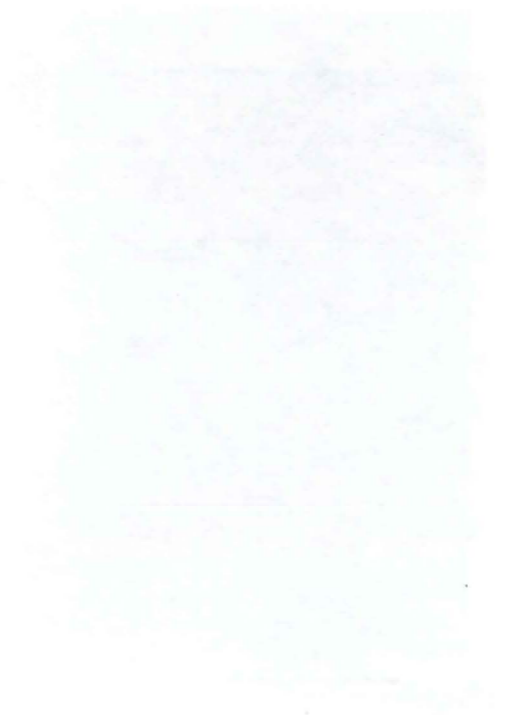
- La couverture mésozoïque de Vanoise occidentale a été précocement charriée sur le Paléozoïque de la zone houillère, ce qui pose le problème de son origine.

- La structure du bord interne de la zone houillère et celle de la retombée occidentale de Vanoise méridionale sont essentiellement dues à de grands plis couchés transversaux à la chaîne et déversés au Nord. La mise en évidence de cette phase plicative majeure pose le problème de la discontinuité structurale qui semble exister entre le Nord des Alpes occidentales et les régions plus méridionales (pays briançonnais) où ces grands plis transversaux semblent absents ou beaucoup plus modestes.

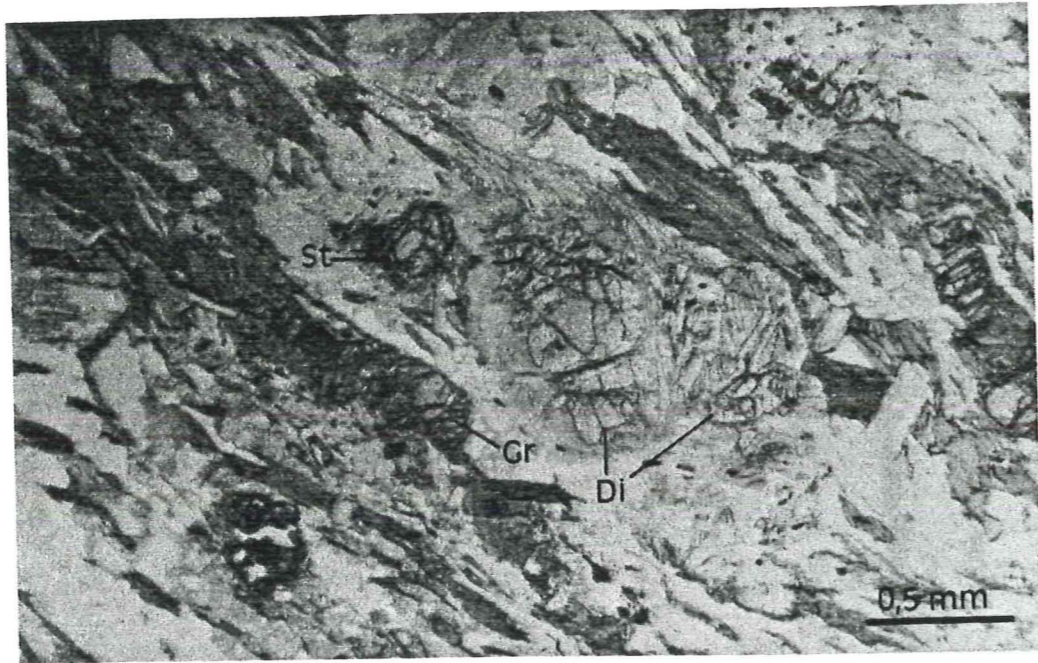
ANNEXES



1994
1995
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013
2014
2015
2016
2017
2018
2019
2020
2021
2022
2023
2024
2025
2026
2027
2028
2029
2030

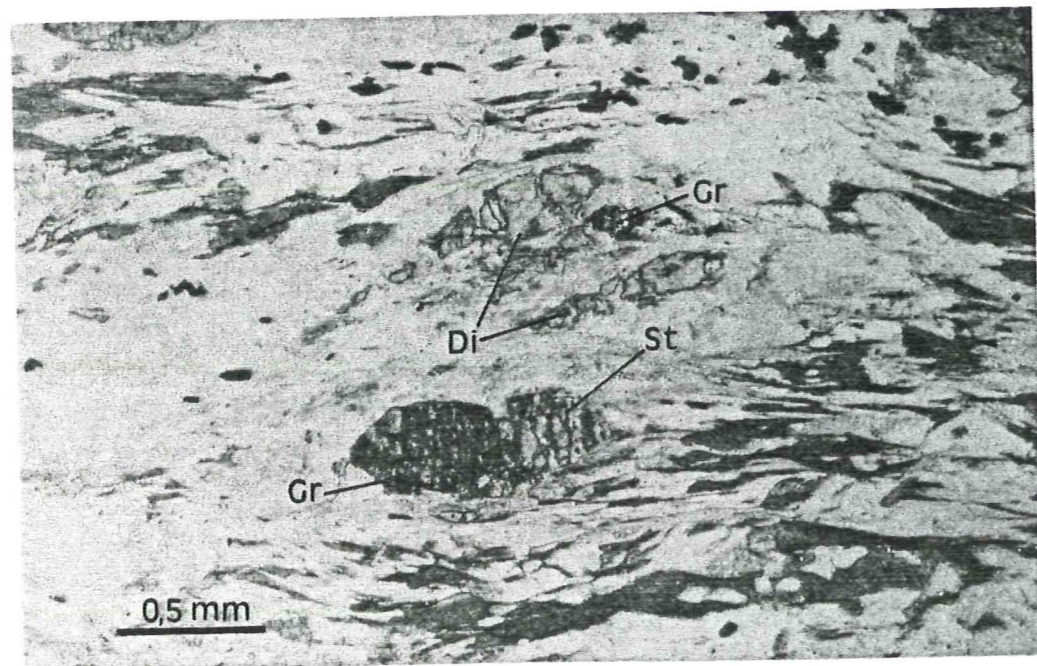


1



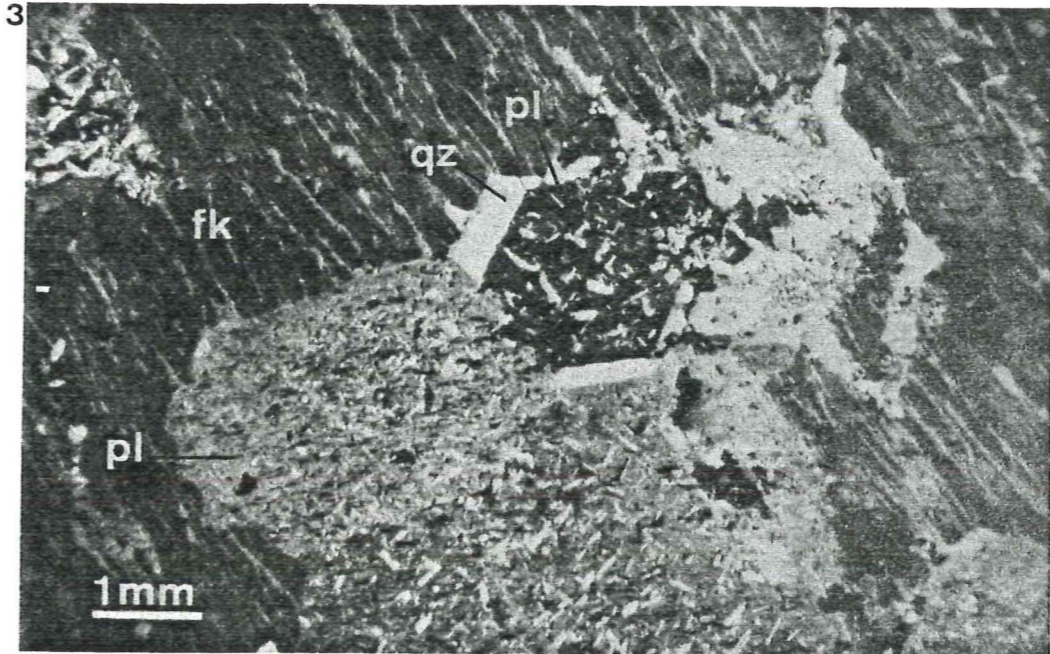
1 Leptynite de Péclet. Les microphénoclastes de grenat (Gr), staurotide (St) et disthène (Di) sont rétrotransformés sur leur bordure en phyllosilicates blancs. La biotite (phyllites sombres) postérieure à ces minéraux, est orientée suivant la foliation, anté-alpine, du spécimen.

2



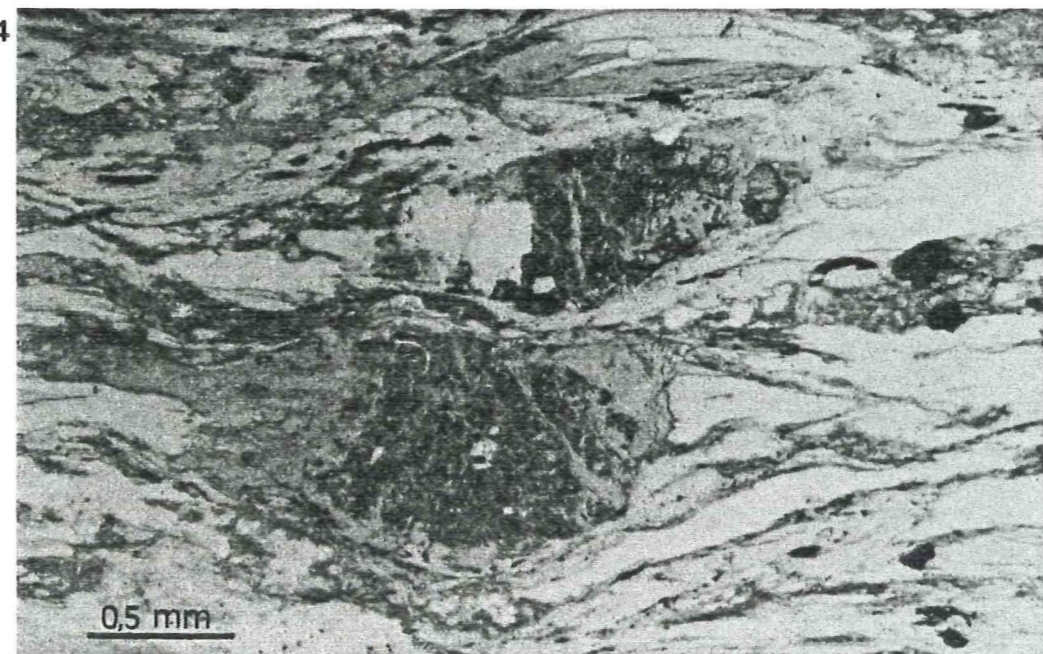
2 - Leptynite de Péclet. Id.1.

3



3 Gneiss ocellé de Fourneaux (faciès 2 du fort du Sapey). Inclusions de plagioclases automorphes (Pl) dans un mégaclaste de feldspath potassique (Fk), lui-aussi automorphe. Les plagioclases contiennent des inclusions (ou altérations) de fines paillettes de micas blancs et sont parfois entourés d'une couronne de quartz (Qz) à extinction uniforme.

4



4 Micaschiste à grenat de l'arête Nord du Col du Borgne. Les grenats, fortement rétrotransformés en chlorite forment des nodules qui s'individualisent du fond granolépidoblastique de la roche : fins niveaux de quartz en mosaïque, feldspaths séricitisés et micas blancs.

BIBLIOGRAPHIE

- ACCARIE H. (1983) : Etude géologique du secteur du Roc de la Vallette en Vanoise méridionale (zone briançonnaise-Alpes françaises) D.E.A. Lille, 1983, 48 p.
- ALLENBACH B. (1982) : Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes françaises). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation. Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 1982, 144 p.
- ANDREATA C. (1959) : Aufeinanderfolge der magmatischen Tätigkeiten im grössten permisch-vulkanischen Schild der Alpen (Permischer Vulkanismus). Geol. Rundschau, t 48, p 99.111.
- ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1975) : Les décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics 1975-25. P 139.171.
- BARBIER R. (1956) : L'importance de la tectonique "anté-nummulitique" dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux : la chaîne arvinche. Bull S.G.F. 1956, (6), t.6, p 355-370.
- BARBIER R. (1963) : La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux. Géol. Alpine, t 39, p 239-246.
- BARBIER R. et BARFETY J.C. (1972) : Les structures E-W de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification. Géol. Alpine, t.48, p 159-163.
- BARFETY J.C., GIDON M. LEMOINE M. (1970) : Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias supérieur de la zone briançonnaise près Briançon. C.R. Ac.Sc., t 270, p 2900-2902.

- BOCQUET J. (1974 a) : Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Grenoble, 1974, 489 p.
- BOCQUET J. (1974 b) : Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et son polymétamorphisme. C.R.Ac.Sc., t.278, p 2601-2604.
- BOCQUET-DESMONS J. (1977) : Mineralogical and petrological investigations of alpine metamorphism in the internal french Western Alps. Am.J.Sc., 1977, p 1045-1066.
- BOCQUET J., DELALOYE M. HUNZIKER J., KRUMMENMACHER D. (1974) : k/Ar and Rb/Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. Contr.Min.Pétri., 47 (1), p 7-26.
- BRAVARD C. (1982) : Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret. Géol.Alpine, t.58, p 5.13.
- BRAVARD C. (1983) : Les structures à vergence Est de la zone des Aiguilles d'Arves. Géol.Alpine, t.59, p 33-43.
- BRAVARD C., GLIDON M. (1979) : La structure du revers oriental du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. Géol.Alpine, t.55, p 23-33.
- BRAVARD C., KERCKHOVE C., BARBIER R. (1981) : Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc (Savoie, Alpes occidentales). C.R.Ac.Sc., t.292, p 531-534.
- BROUDOUX B. (1982) : Le secteur du Mont-Bochor en Vanoise (zone briançonnaise, Alpes occidentales), D.E.A. Lille, 48 p.

- CABY R. (1974) : Gneiss permo-carbonifères d'origine granitique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie). Géol.Alpine, t.50, p 39-44.
- CABY R. et GALLI J. (1964) : Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. C.R.Ac.Sc., t.259, p 417-420.
- CHESSEX R., DELALOYE M. LAURENT L., BERTRAND J. et VUAGNAT M. (1966) : Données géochimiques et détermination d'âge plomb total sur des zircons alpins. Bull.suisse miner.petr., t.46, p 691-693.
- DATCHARRY B. (1982) : Le massif de la Portetta (Vanoise occidentale, Alpes françaises) D.E.A. Lille, 45 p.
- DEBELMAS J. (1980) : Carte géologique de la France. 1/250000 feuille Annecy B.R.G.M.Ed.
- DEBELMAS J. (1982) : Alpes de Savoie. Guides géologiques régionaux. Masson Ed.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980) : Les Alpes franco-italiennes. Géol.Alpine, t.56, p 21-58.
- DETRAZ G. (1984) : Nouvelle interprétation des gneiss du Sapey (Alpes de Savoie). 10^e R.A.S.T., Bordeaux, S.G.F.Ed.
- ELLENBERGER F. (1958 a) : Etude géologique du pays de Vanoise. Mém.Serv.Carte géol. Fr. 561 p.
- ELLENBERGER F. (1958 b) : Le problème des "gneiss du Sapey" : nouvelles observations dans la zone du Grand Saint-Bernard. C.R.somm. S.G.F. p 45-47.

- ELLENBERGER F. (1963) : Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier 1961. Mém.B.R.G.M. n°15, p 220-231.
- ELLENBERGER F. (1966) : Le Permien du pays de Vanoisé. Atti del Symposium sul Verrucano, Pise. Soc. tosc. sc. nat., p 170-211.
- ELLENBERGER F., SALIOT P. (1967) : Tectonique pennique à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. C.R.Ac.Sc. t.264, p 1569-1572.
- ELLENBERGER F., RAOULT J.F. (1979) : Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (massif de la Vanoise, Savoie). Trav.Sc Parc Nation.Vanoise, X, p 37-69.
- FABRE J. (1961) : Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise. Mém.B.R.G.M. n°2, 315 p.
- FABRE J. et RICOUR J. (1949) : Remarques sur la stratigraphie du Trias de la Vanoise (Savoie). C.R.Somm.S.G.F., p 24-25.
- FABRE R. (1982) : Le paléozoïque briançonnais au Nord de Névache : analyse des déformations alpines d'un secteur de la zone "axiale" briançonnaise. Thèse 3è cycle Grenoble.
- GAY M. (1970) : Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés. (Alpes franco-italiennes). I.Evolution paléogéographique anté-alpine. Bull. B.R.G.M.(2), sect.1, n°3, p 5-81.
- GAY M., VIALETTE Y. (1974) : Le socle du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes) Bull. S.G.F.(7), 16, p 245-246.
- GOFFE B. (1975) : Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3è cycle Orsay, 1975.

- GOFFE B. (1982) : Définition du faciès à Fe-Mg-Carpholite-Chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de H.P.-B.T. dans les métasédiments alumineux. Thèse d'Etat. Mém.Sc. Terre Univ. P. et M.Curie, Paris.
- GRAS H. (1977) : Synthèse tectonique du bassin houiller des Cévennes (Massif Central français). C.R.Ac.Sc., t 272, p 3005-3008.
- GRILLOT F. (1982) : La vallée du Ponturin (Vanoise septentrionale, Alpes françaises). D.E.A. Lille, 39 p.
- GUILLAUME A. (1969) : Contributions géologiques des Alpes liguro-piemontaises Doc. lab. géol. Fac. Sci. Lyon, n°30, p 1-270.
- HOLDAWAY M.J. (1971) : Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Amer. J.Sc. vol. 271, 2, p 97-131.
- HOMEWOOD P., GOSSO G., ESCHER A., MILNES A. (1980) : Cretaceous and tertiary evolution along the Besançon-Biella traverse (Western Alps). Eclog. Geol. Helv., vol.73, 2, p 635-649.
- JAILLARD E. (1984) : Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud de Pralognan. Evolution sédimentaire et structurale. Thèse 3è cycle Grenoble, 212 p.
- JAILLARD E., DETRAZ G. : Tectonique superposée en Vanoise occidentale (Savoie) 10è R.A.S.T., Bordeaux, 1984, S.G.F.Ed.
- LANGLET P. (1983) : Etude géologique du secteur du Col de la Vanoise en Vanoise méridionale (zone briançonnaise, Alpes françaises). D.E.A. Lille, 54 p.
- LEFEVRE R., MICHARD M. (1976) : Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio : une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. Sci. Geol. Bull. (Strasbourg), vol.29, n°3, p 183-222.

- MEGARD-GALLI J. (1972) : Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil : conséquences tectoniques et paléogéographiques. Géol.Alpine t.48, p 131-142.
- MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977) : Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. B.R.G.M., sect IV, n°3, p 233-250.
- PIANTONE P. (1980) : Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance. Thèse 3è cycle Grenoble.
- PLATT J., LISTER G. (1978) : Déformation, métamorphisme et mécanismes d'écoulement dans le massif de la Vanoise, Alpes penniques françaises. C.R.Ac.Sc., t.287, p 895-898.
- RAMSAY J.G. (1967) : Folding and fracturing of rocks. Mc Graw.Hill Ed.
- RAOULT J.F. (1980 a) : Caractère transgressif du Trias de Bellecôte en Vanoise; implications tectoniques (Alpes françaises). C.R.Ac.Sc., t.291, p 47-50.
- RAOULT J.F. (1980 b) : Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn. vol.22, 4-5, p 303-312.
- SALOT P. (1978) : Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Paris VI, 190 p.
- SCHADE J. (1983) : Le synclinal de Saint-Martin de Belleville et son Permien uranifère (zone houillère briançonnaise, Alpes de Savoie). Thèse Grenoble, 250 p.
- THELIN Ph. (1982) : Les gneiss ocellés de la nappe du Saint-Bernard : essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique. Thèse Lausanne.

- TRICART P. (1980) : Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse d'Etat Strasbourg, 407 p.
- VIALON P. (1966) : Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes Cottiennes internes, Italie). Thèse Grenoble, 282 p.
- VIALON P. (1967) : Quelques remarques sur l'étude géologique du massif cristallin Dora-Maira et ses abords. Géol.Alpine, t.43, p 245-258.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976) : Eléments de tectonique analytique. Masson Ed.
-

TABLE DES MATIÈRES

	Page
OBJECTIF DU MEMOIRE	I
CHAPITRE PREMIER : INTRODUCTION	3
I.1 - Présentation géographique.....	5
I.2 - Présentation géologique-travaux antérieurs.....	5
Stratigraphie.....	5
Structure	8
Métamorphisme	II
DEUXIEME CHAPITRE : STRATIGRAPHIE.....	12
II.1 - Couverture permo-triasique de Vanoise méridionale.....	13
II.1.1. Coupe de la Pointe de l'Echelle	13
II.1.2. Variations latérales	14
II.1.3. Trias carbonaté	16
II.2 - Les écailles mésozoïques de l'accident Modane-Chavière...	17
II.2.1. Le Trias carbonaté.....	18
II.2.1.1 Ecaille du Nord du Col de Chavière.....	18
II.2.1.2 Ecaille de Tête-Noire.....	20
- Extrémité Nord	20
- partie Sud	24
II.2.2. Le problème des gypses et des cargneules.....	27
II.2.2.1 Variations lithologiques	27
II.2.2.2 les roches au contact des cargneules....	27
II.2.2.3 Origine des gypses	28
II.2.3. Terrains post-triasiques	28
II.2.3.1 La coupe de Tête-Noire	29
II.2.3.2 Col de Chavière	29
II.2.3.3 Nord du Col de Chavière	30
II.2.4. Conclusion	31

	Page
II.3 - Le Stéphano-permien et le NEO-PERMIEN du bord interne de la zone houillère	34
II.3.1. Les différentes coupes	35
II.3.1.1 Coupe du Sapey	35
II.3.1.2 Les coupes du Vallon de Polset	37
II.3.1.3 Charnière du synclinal de Gébroulaz...	37
II.3.1.4 Coupe de l'Aiguille de Péclet	38
II.3.1.5 Coupe du Mont-du-Vallon	39
II.3.1.6 Coupe du Plan des Génisses.....	41
II.3.1.7 Coupe du Col de Chavière.....	43
II.3.1.8 Coupe du Col du Soufre	44
II.3.1.9 Coupe du Roc des Eaux-Noires.....	44
II.3.1.10 Le Revers de Gébroulaz.....	46
II.3.2. Conclusions	48
II.3.2.1 La transgression de l'Assise de Courchevel.....	48
II.3.2.2 Les roches vertes basiques.....	48
II.3.2.3 Transgression néopermienne	48
TROISIEME CHAPITRE : LES GNEISS DU SAPEY	51
III.1 - Introduction	53
III.2 - Les gneiss au sens strict (gneiss ocellés leucocrates).	55
III.2.1. Fort du Sapey	55
III.2.1.1 Description des différents faciès...	55
III.2.1.2 Contact avec les sédiments stéphano-permiens	60
III.2.1.3 Contact avec les sédiments néopermiens	61
III.2.1.4 Conclusion sur les gneiss ocellés du Fort du Sapey	61
III.2.2. Versant Sud du Dôme de Polset	63
III.2.2.1 Description des faciès	63
III.2.2.2 Contact avec les sédiments stéphano-permiens.....	65

	III
	Page
III.2.3. Autres affleurements du pourtour du glacier de Gébroulaz.....	65
a) bordure occidentale.....	66
b) crête des Mines	66
c) contreforts de Pecllet-Polset.....	68
III.2.4. Le Revers de Gébroulaz.....	68
III.2.5. Conclusion sur les gneiss ocellés et leurs rapports avec les sédiments sous-jacents.....	69
III.3 - Les leptynites	70
III.3.1. Pointe des Fonds.....	71
III.3.1.1 Coupe générale.....	71
III.3.1.2 Description des leptynites	71
III.3.2. Contreforts de Pecllet-Polset.....	76
III.3.2.1 Rebord Sud	76
III.3.2.2 Pilier d'angle de Pecllet-Polset ...	78
III.3.3. Leptynites de Pecllet	79
III.3.4. Conclusions	80
III.3.4.1 Nouvelle définition des leptynites.	80
III.3.4.2 Répartition cartographique et structurale	81
III.3.4.3 Lithologie	81
III.3.4.4 Caractère polymétamorphique	81
III.4 - Conclusions générales - Hypothèses proposées	83
III.4.1. Coupe théorique du sommet du paléozoïque du bord interne de la zone houillère	83
III.4.2. Rapports entre les "gneiss du Sapey" avec les sédiments sous-jacents et sus-jacents.....	85
III.4.3. Redéfinition des "gneiss du Sapey"	85
III.4.4. Le problème de l'âge des "gneiss du Sapey"...	86
III.4.5. Evolution métamorphique des "gneiss du Sapey"	87
III.4.6. Spéculations sur la patrie d'origine des "gneiss du Sapey".....	88
III.4.7. Modèle proposé.....	91

	IV
	Page
QUATRIEME CHAPITRE : EVOLUTION STRUCTURALE ALPINE	95
IV.1 - Introduction	96
IV.2 - MISE EN EVIDENCE d'un premier épisode tectonique Do ..	96
IV.2.1. Contact entre la couverture permo-werfénienne de Vanoise méridionale et la série carbonatée briançonnaise.....	96
IV.2.2. Contact entre la série paléozoïque de la zone houillère et la série carbonatée briançonnaise	97
IV.2.3. Contacts entre les différentes écaillés mésozoïques	97
IV.2.4. Conclusions	98
IV.3 - Les phases plicatives synschisteuses D1, D2, D3	99
IV.3.1. Organisation générale	99
a) domaine occidental.....	99
b) domaine oriental	100
c) l'accident Modane-Chavière	100
IV.3.2. Bordure interne de la zone houillère	100
IV.3.2.1 Terminaison Sud du Glacier de Gébroulaz	100
IV.3.2.2 Les contreforts de Pecllet-Polset	107
IV.3.2.3 L'anticlinal du Lac Blanc.....	107
IV.3.2.4 Le Revers de Gébroulaz	111
IV.3.2.5 Le Plan des Génisses	116
IV.3.2.6 Le versant Nord du Col de Chavière...	116
IV.3.2.7 Le Grand Planay	119
IV.3.2.8 Le promontoire du Sapey	121
IV.3.2.9 Conclusions	123
IV.3.3. Les écaillés mésozoïques	125
IV.3.3.1 Introduction	125
IV.3.3.2 Versant Nord du Col de Chavière.....	125
IV.3.3.3 Le Col de Chavière et son versant Sud	125
IV.3.3.4 L'écaille de Tête-Noire	127
a - Partie Nord	127
b - Partie Sud-Ouest (point 2432 m)..	127
c - partie Est	127

d - Extrémité Sud	115
e - Les données de la galerie EDF Povaret-Saint Bernard.....	111
IV.3.3.5 Conclusions	141
IV.3.4. Vanoise méridionale	145
IV.3.4.1 Cartographie	146
IV.3.4.2 Les affleurements	147
IV.3.4.3 Conclusions	147
IV.4 - Les déformations tardives D4	147
IV.5 - Conclusions à l'étude structurale	149
IV.5.1. Récapitulation	149
IV.5.2. L'accident Modane-Chavière	151
IV.5.3. Corrélations et âges	151
IV.5.4. Modèle d'évolution structurale	155
CINQUIEME CHAPITRE : CONCLUSIONS GENERALES - PRINCIPAUX RESULTATS	159
ANNEXES	161
BIBLIOGRAPHIE ..	
TABLE DES MATIERES	