



Etude tectonique de la zone des brèches de Tarentaise, dans la région de Bourg Saint Maurice , Savoie - Alpes françaises.

Jean Claude Lancelot

► To cite this version:

Jean Claude Lancelot. Etude tectonique de la zone des brèches de Tarentaise, dans la région de Bourg Saint Maurice , Savoie - Alpes françaises.. Tectonique. Université Paris-Diderot - Paris VII, 1979. Français. NNT: . tel-00639032

HAL Id: tel-00639032

<https://theses.hal.science/tel-00639032>

Submitted on 8 Nov 2011

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

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



LANCELOT (S. cl.)

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ PARIS VII

pour l'obtention

DU DOCTORAT DE TROISIÈME CYCLE

16 DEC. 1980

Spécialité : GÉOLOGIE STRUCTURALE

par



Jean-Claude LANCELOT

Sujet de la thèse :

ÉTUDE TECTONIQUE DE LA ZONE DES BRÈCHES DE TARENTAISE,
DANS LA RÉGION DE BOURG-SAINT-AURICE, SAVOIE.

Soutenue le 20 Novembre 1979, devant la Commission composée de :

M.M. G. GUITARD	<i>Président</i>
J. ANDRIEUX	<i>Rapporteur</i>
J. AUBOUIN	
P. ANTOINE	

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ PARIS VII

pour l'obtention

DU DOCTORAT DE TROISIÈME CYCLE

Spécialité : GÉOLOGIE STRUCTURALE

par

Jean-Claude LANCELOT

26 DEC. 1980



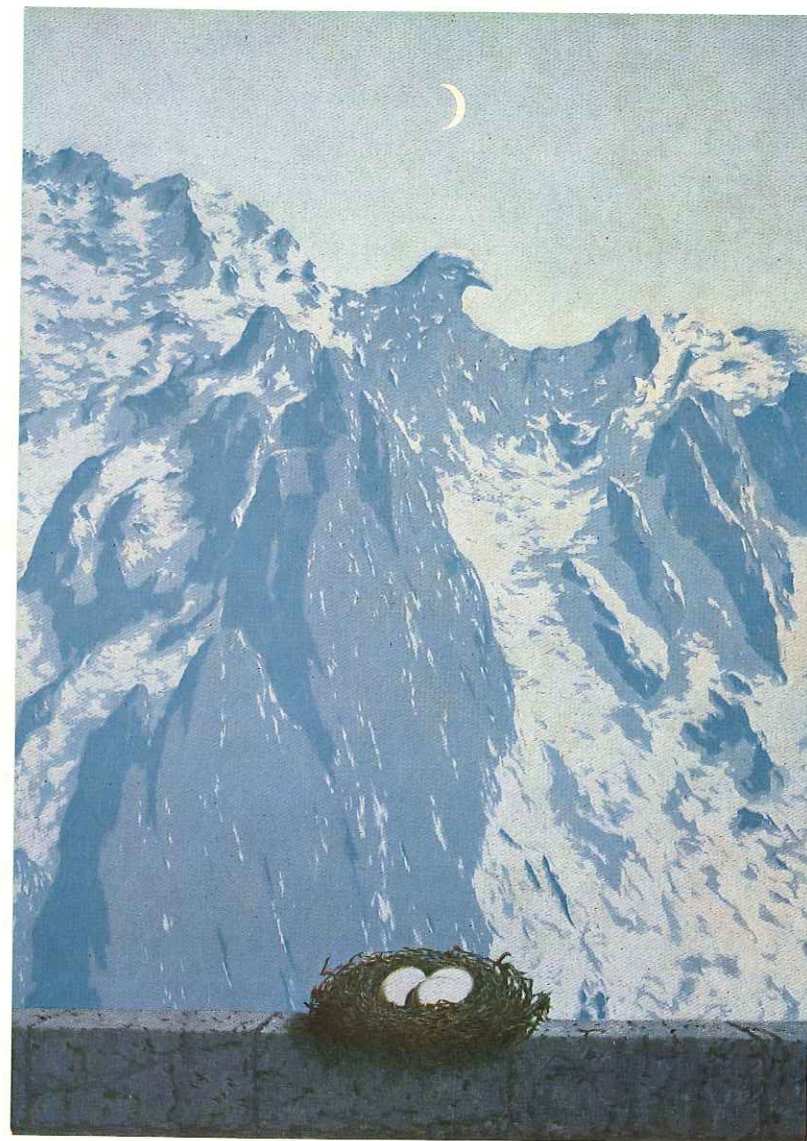
Sujet de la thèse :

ÉTUDE TECTONIQUE DE LA ZONE DES BRÊCHES DE TARENTAISE,
DANS LA RÉGION DE BOURG-SAINT-MAURICE, SAVOIE.

Soutenue le 20 Novembre 1979, devant la Commission composée de :

M.M. G. GUITARD	<i>Président</i>
J. ANDRIEUX	<i>Rapporteur</i>
J. AUBOUIN	
P. ANTOINE	

104694 90



-AVANT PROPOS-

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur J. ANDRIEUX, qui en m'acceptant dans son laboratoire, m'a confié le sujet de cette thèse. Les discussions avec lui ont toujours été intéressantes, propres à éveiller en moi de nombreux problèmes, et à en souligner bien d'autres.

Je dois aussi remercier Monsieur G. GUITARD qui a accepté de présider le jury de ma thèse, Monsieur J. AUBOUIN et Monsieur P. ANTOINE qui ont bien voulu en être les examinateurs.

Monsieur M. BRUNEL, avec qui les échanges d'idées m'ont toujours été profitables.

Mesdames S. BEUZIT et J. GAVARD, qui ont très obligeamment réalisé la frappe de cet ouvrage.

Mesdames N. SANTARELLI, F. ALCAIS, C. FAVOCCIA, et Monsieur J. DYON, qui sont pour beaucoup dans la bonne ambiance du laboratoire.

Je n'oublierai pas enfin B. LOGEREAU, P. DUTARTRE et M. FOURNIER qui préparent actuellement leur thèse de troisième cycle: plus que des collègues, ce sont pour moi des amis.

-SOMMAIRE-



-Résumé.

-Liste des figures.

I-INTRODUCTION	P. 1 .
A-Situation géographique de la région étudiée.....	P. 1 .
B-Cadre géologique.....	P. 3 .
C-Historique.....	P. 3 .
D-Le matériel stratigraphique des différentes unités....	P. 4 .
1-La Zone des Brèches de Tarentaise.....	P. 4 .
1a-Le substratum.....	P. 4 .
1b-La série détritique de Tarentaise.....	P. 10 .
2-L'Unité du Petit-St.Bernard.....	P. 12 .
3-L'Unité de Salins.....	P. 14 .
II-LES PHASES DE DEFORMATION SUPERPOSEES ET LES MICROSTRUCTURES ASSOCIEES.....	
A-Les phases précoces.....	P. 17 .
/-L'affleurement de l'Orgière.....	P. 17 .
B-La phase I.....	P. 20 .
1-La schistosité S1.....	P. 20 .
2-Les plis P1.....	P. 20 .
3-Les linéations L1.....	P. 20 .
4-Conclusion.....	P. 22 .
C-La phase II.....	P. 22 .
1-La schistosité S2.....	P. 22 .
2-Les plis P2.....	P. 22 .
3-Les linéations L2.....	P. 28 .
3a-Les linéations de crénulation et d'intersection S0-S2.....	P. 28 .
3b-Les cristallisations de phyllites.....	P. 28 .
3c-Les queues de pyrites.....	P. 28 .
3d-Les étirements de galets:	
3d1-dans l'Unité de Moûtiers.....	P. 28 .
3d2-dans l'Unité du Roignais-Versoyen.....	P. 33 .

3e- Conclusion sur les allongements de phase II...	p. 34 .
4-Les grands contacts de phase II.....	p. 34 .
5-Conclusion.....	p. 35 .
D-La phase III.....	p. 36 .
1-La schistosité S3.....	p. 36 .
2-Les plis P3.....	p. 36 .
3-Les linéations L3.....	p. 36 .
3a-Les linéations de crénulation et d'intersection S2-S3.....	p. 36 .
3b-Les cristallisations de phyllites.....	p. 40 .
3c-Les allongements.....	p. 40 .
4-Conclusion.....	p. 40 .
E-Les phases tardives.....	p. 42 .
D-Le métamorphisme.....	p. 43 .
III-ANALYSE STRUCTUROLOGIQUE ET CINEMATIQUE..	p. 49 .
/-Notations.....	p. 49 .
A-L'Unité de Moûtiers.....	p. 49 .
1-Méthode d'étude de l'unité.....	p. 49 .
2-Le domaine des plis externes.....	p. 51 .
3-L'anticlinal du Grand-Fond.....	p. 53 .
4-La marge interne de l'Unité de Moûtiers.....	p. 54 .
5-Le Massif de la Pointe de Mya.....	p. 57 .
5a-La zone des plis externes.....	p. 57 .
5b-L'écaille de la Pointe de Mya.....	p. 60 .
6-Conclusion à l'étude de l'Unité de Moûtiers.....	p. 60 .
B-L'Unité du Roignais-Versoyen.....	p. 63 .
1-La série en position normale.....	p. 63 .
1a-Les anticlinaux de Crêt Bettex et du Pont-St.Antoine.....	p. 63 .
1a1-L'anticlinal de Crêt Bettex.....	p. 63 .
1a2-L'anticlinal du Pont-St-Antoine.....	p. 66 .
1b-La haute vallée du Charbonnet.....	p. 69 .
1c-La crête Pointe Noire - Pointe de la Terrasse..	p. 69 .
1d-Le Massif du Roignais.....	p. 71 .
1e-La rive gauche du Torrent des Glaciers.....	p. 71 .
1f-Conclusion.....	p. 73 .
2-La série en position inverse :	
2a-La synforme du Passage de la Brébis.....	p. 73 .

2a1-Description.....	p. 73 .
2a2-Coupe relevée sur la Crête Pointe de la Terrasse - Aiguille de Prainan.....	p. 73 .
2a3-Interprétation de la synforme.....	p. 76 .
2a4-Données nouvelles.....	p. 76 .
2a5-Coupe rive droite du Torrent du Char- bonnet.....	p. 78 .
2b-Etude microtectonique de la synforme du Passage de la Brébis.....	p. 78 .
2b1-Données d'ensemble.....	p. 78 .
2b2-Les plis P2 du type "Les Tigny", ou "plis en aile d'oiseau".....	p. 78 .
2b3-L'ensellement de flysch du PC 2539.....	p. 81 .
2b4-Les schistes du Chalet de Prainan.....	p. 83 .
2b5-La vallée du Versoyen.....	p. 83 .
2c-Conclusion à l'étude de la série en position inverse.....	p. 84 .
3-Interprétation des grandes structures de l'Unité du Roignais-Versoyen.....	p. 84 .
4-Conclusion à l'étude du Roignais-Versoyen.....	p. 88 .
C-L'Unité du Petit-Saint-Bernard.....	p. 90 .
1-Etude microtectonique.....	p. 90 .
1a-Le Versant Sud de la Pointe du Clapey.....	p. 90 .
1b-L'affleurement du Châtelard.....	p. 90 .
1c-Le massif de Lancebranlette.....	p. 93 .
1d-l'affleurement du PC 1330.....	p. 93 .
1e-l'affleurement des Combettes d'en Haut.....	p. 93 .
2-Conclusion à l'étude de l'Unité du Petit-Saint- Bernard.....	p. 93 .
D-L'Unité de Salins.....	p. 97 .
1-Etude des microstructures.....	p. 97 .
2-Conclusion.....	p. 98 .
E-Les unités bordières de la région étudiée.....	p. 99 .
1-L'Unité delphino-helvétique.....	p. 99 .
1a-Les terrains proches du Chevauchement Pennique Frontal.....	p. 99 .
1a1-Le ruisseau de la Raja.....	p. 99 .
1a2-Le chemin menant du Cormet de Roselend aux Chalets du Truc.....	p. 99 .

1a3-Le Cormet de Roselend.....	P. 101 .
1a4-Conclusion.....	P. 101 .
1b-Le Roc Biolley.....	P. 101 .
1c-Conclusion à l'étude de l'Unité delphino-hévéti- que.....	P. 104 .
2-Le Houiller "briançonnais".....	P. 105 .
2a-Etude l'Unité au Nord de l'Isère.....	P. 105 .
2b-Entre Séez et le Col du Petit-St-Bernard.....	P. 105 .
2c-La crête du Col des Embrasures au Col de la Traversette.....	P. 105 .
2d-Conclusion.....	P. 108 .
IV -CONCLUSION GENERALE.....	P. 109 .
A-Traits principaux des différentes phases de déforma- tion.....	P. 110 .
1-Les phases "anté-schisteuses".....	P. 110 .
2-Les phases synschisteuses.....	P. 110 .
3-Les phases tardives.....	P. 114 .
B-Les secteurs voisins de la région étudiée.....	P. 115 .
C-Chronologie des phases tectoniques.....	P. 118 .
D-Essai de modélisation de l'évolution tectonique de la Zone des Brèches de Tarentaise.....	P. 119 .
E-Conclusion.....	P. 121 .

Hors texte :

Bibliographie
Photographies

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

18 AOUT 2003

RESUME.

Une étude tectonique a été entreprise dans la Zone des Brèches de Tarentaise, dans la région de Bourg-Saint-Maurice.

Plusieurs phases de déformation y ont été reconnues:

- une phase (au moins) anté"flysch", mal définie;
- trois phases synschisteuses postérieures au

"flysch":

.Phase I: associée à une foliation.

.Phase II: associée à une schistosité de crénelation fine et des plis de direction N040 et N170, synchrone de la mise en place des grandes unités.

.Phase III: associée à une schistosité de pli-fracture fruste et des plis de direction N010.

-plusieurs phases tardives:

.une phase principale donnant des grands plis de direction N050, avec rejeu des contacts majeurs.

.une phase donnant des ondulations de direction N150.

.une phase en distension.

.des diaclasages et autres fracturations sans grands rejets.

Il ressort essentiellement de cette étude que:

-le métamorphisme de faciès "Schistes Verts" est antérieur aux grandes structures.

-un contact tectonique dans le flysch sépare l'Unité du Roignais-Versoyen en deux sous-unités.

-les phases tardives jouent un très grand rôle dans la structure actuelle de la zone étudiée.

-LISTE DES FIGURES-

FIG. 1:	Schéma orohydrographique.....p.	2.
FIG. 2:	Cadre géologique.....p.	5.
FIG. 3:	Carte géologique.....p.	6.
FIG. 4:	Coupes stratigraphiques synthétiques de la Zone des Brèches de Tarentaise.....p.	7.
FIG. 5:	Coupe stratigraphique synthétique de l'Unité du Petit-St.Bernard.....P.	13.
FIG. 6:	A: Niveau de décollement; B: Coupe stratigraphique synthétique de l'Unité de Salins.....p.	15.
FIG. 7:	Carte géologique de la partie Nord de l'anticlinal de Crêt Bettex.....p.	18.
FIG. 8:	Panorama de l'affleurement de l'Orgière, vu de l'Orgière.....p.	19.
FIG. 9:	Schistosité S1.....p.	21.
FIG. 10:	Pli P1.....p.	21.
FIG. 11:	Carte de répartition de la schistosité S2.....p.	23.
FIG. 12:	Schistosité S2 et cristallisation de "mica II"...p.	24.
FIG. 13:	Exemples de plis P2.....p.	24.
FIG. 14:	Carte de répartition des plis P2 et des linéations L2.....p.	26.
FIG. 15:	Evolution du sens de cisaillement sur S2.....p.	27.
FIG. 16:	Carte des linéations d'allongement de phase II..p.	29.
FIG. 17:	A et B: Conglomérat de base du "flysch".....p.	31.
FIG. 18:	Diagramme de Flinn.....p.	31.
FIG. 19:	Schéma interprétatif des allongements de phase II.....p.	31.
FIG. 20:	Carte de répartition de la schistosité S3.....p.	37.
FIG. 21:	Exemple de schistosité S3.....p.	38.
FIG. 22:	Carte de répartition des plis P3 et des linéations L3.....p.	38.
FIG. 23:	Exemples de plis P3.....p.	39.
FIG. 24:	Linéations L3 sur pli N170.....p.	41.

FIG. 25: Fentes d'extension sur pli P2 N170.....	p. 41.
FIG. 26: Chronologie des cristallisations.....	p. 44.
FIG. 27: Amande de quartz du Permo-Trias affectée par la phase II.....	p. 46.
FIG. 28: Albite et amphibole dans les roches du Versoyen..	p. 46.
FIG. 29: Schéma structural.....	p. 48.
FIG. 30: Coupe de l'Unité de Moûtiers.....	p. 50.
FIG. 31: Microstructures du "domaine des plis externes"...	p. 52.
FIG. 32: Microstructures de l' anticlinal du Grand-Fond.....	p. 52.
FIG. 33: Panorama de "l'écaille de la Fauge".....	p. 55.
FIG. 34: Microstructures de "l'écaille de la Fauge".....	p. 56.
FIG. 35: Coupe du massif de Mya.....	p. 58.
FIG. 36 et 37: Microstructures du massif de Mya.....	p. 59.
FIG. 38: Schéma structural raccordant le massif de Mya au reste de l'Unité de Moûtiers.....	p. 61.
FIG. 39: Carte géologique du Pont-St.Antoine et de Crêt Bettex.....	p. 64.
FIG. 40: Microstructures de l'anticlinal de Crêt Bettex...	p. 65.
FIG. 41: Microstructures du Pont-St.Antoine.....	p. 67.
FIG. 42: Panoramas de l'anticlinal du Pont-St.Antoine: rive droite et rive gauche du Torrent des Glaciers.....	p. 67.
FIG. 43: Schéma interprétatif de l'anticlinal du Pont-St.Antoine.....	p. 68.
FIG. 44: Microstructures de la Haute Vallée du Charbonnet.	p. 70.
FIG. 45: Microstructures du Massif de la Terrasse.....	p. 70.
FIG. 46: Schéma interprétatif du Massif de la Terrasse....	p. 72.
FIG. 47: Microstructures de Haute Vallée des Glaciers....	p. 72.
FIG. 48: Carte de la synforme du Passage de la Brebis....	p. 74.
FIG. 49: Coupe de la crête "Terrasse-Prainan".....	p. 75.
FIG. 50: Coupe rive droite du Torrent du Charbonnet.....	p. 77.
FIG. 51: Microstructures de la synforme du Passage de la Brebis.....	p. 79.
FIG. 52 et 53: Plis P'2 des Tigny (structures "en ailes d'oiseau").....	p. 80.
FIG. 54: Microstructures du Chalet de Prainan.....	p. 82.
FIG. 55: Microstructures du PC 2539.....	p. 79.
FIG. 56: A,B,C,D,E: Modèles d'évolution de l'Unité du Roignais-Versoyen pendant la phase II.....	p. 85.

FIG. 57: Coupe de l'Unité du Petit-St.Bernard, au niveau du Roc de Belleface.....	p. 91.
FIG. 58: Microstructures du versant Sud du Clapey.....	p. 92.
FIG. 59: Microstructures du Massif de Lancebranlette.....	p. 94.
FIG. 60: Microstructures du PC 1330.....	p. 94.
FIG. 61: Microstructures des Combettes d'en Haut.....	p. 96.
FIG. 62: Microstructures de l'Unité de Salins.....	p. 96.
FIG. 63: Microstructures du Ruisseau de la Raja.....	p. 100.
FIG. 64: Microstructures des Chalets du Truc au Cormet de Roselend.....	p. 100.
FIG. 65: Alignements de queues de pyrites tournant sur S2.....	p. 102.
FIG. 66: Microstructures à l'Ouest du Cormet de Roselend..	p. 102.
FIG. 67: Microstructures du Roc Biolley.....	p. 103.
FIG. 68: Schéma représentatif des déformations du Roc Biolley.....	p. 103.
FIG. 69,70,71: Microstructures dans le Houiller Briançonnais.....	p. 106-107.
FIG. 72: Tableau récapitulatif des déformations.....	p. 111.
FIG. 73: Schéma interprétatif de l'évolution tectonique de la région.....	p. 112.
FIG. 74: Coupes sériées.....	p. 113.
FIG. 75: Comparaison du style de déformation entre la Zone delphino-helvétique et la Zone des Brèches de Tarentaise.....	p. 116.
FIG. 76: Modèle interprétatif de l'évolution de la Zone des Brèches de Tarentaise.....	p. 120.

I - INTRODUCTION :

A - Situation géographique de la zone étudiée :

Définition géographique et schéma orohydrographique de la région étudiée : fig. 1.

Le terrain étudié se trouve assez bien délimité dans la topographie :

- la limite externe, correspondant au Chevauchement Pennique Frontal, suit la vallée des glaciers (au Sud-Est du Mont Blanc), puis passe au Nord de la ligne de crête du Massif du Grand Fond.

- la limite interne suit la vallée du Reclus, puis de l'Isère, à Bourg St-Maurice.

- au Sud-Ouest, la limite est une transversale passant par la Vallée de l'Arbonne.

- au Nord-Est, c'est la ligne de crête correspondant à la frontière franco-italienne.

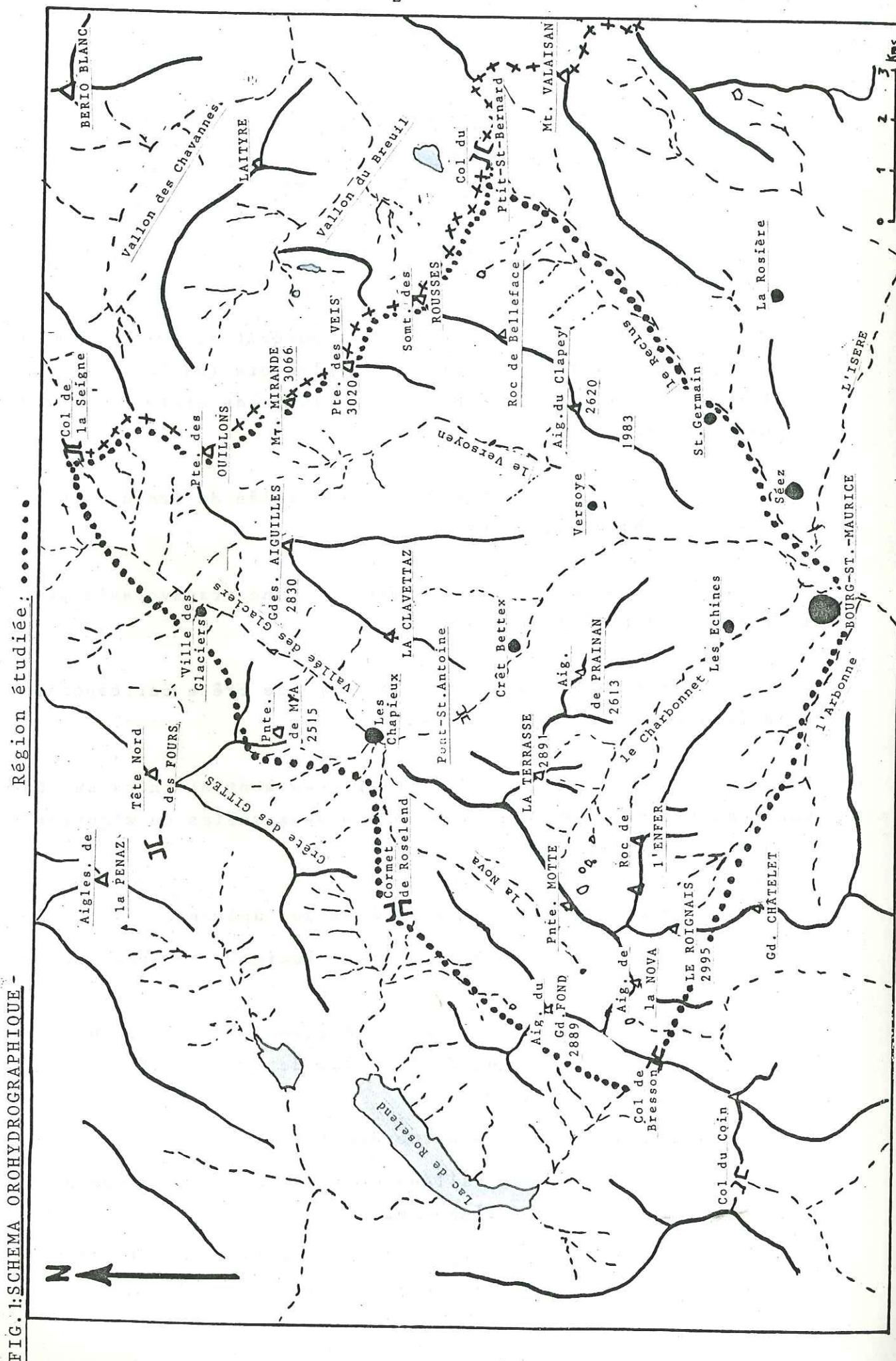
Les grandes unités géologiques sont alignées du Sud-Ouest au Nord-Est. On distingue alors deux séries de structures formant l'ossature de la région :

- les structures parallèles aux unités géologiques :

- . les Vallées des Glaciers, du Versoyen, du Reclus.
- . les lignes de crêtes des Gittes, du Grand-Fond, de la Nova, de la Clavettaz, du Clapey.

- les structures perpendiculaires :

- . les Vallées des Chapieux, du Charbonnet, de l'Arbonne.
- . les lignes de crêtes du Roc de l'Enfer, de la Terrasse, du Mont de Mirande.



L'altitude des montagnes incluses dans ce périmètre d'étude oscille entre 2500m et 3000m. Les conditions d'affleurement deviennent bonnes à partir d'une certaine altitude, lorsque les alpages laissent place aux escarpements de crêtes; les versants des vallées (souvent profondes) sont en général encombrés d'éboulis, de formations glaciaires, ou de glissements de pentes.

Les fonds topographiques couvrant la région sont ceux de l'I.G.N. au 1/25.000 :

- feuilles de Bourg-St-Maurice n° 1-2, 3-4, 5-6; 7-8;
- feuille de St-Gervais-les-Bains n° 7-8;
- feuille de Ste-Foy-Tarentaise n° 1-2;

B - Cadre géologique de la région étudiée : fig. 2.

Définie au Sud de Moûtiers par R. BARBIER, la Zone des Brèches de Tarentaise est un domaine paléogéographique intermédiaire entre la Zone delphino-helvétique et la Zone sub-briançonnaise s.s. (P. ANTOINE), continuation au Sud-Ouest de la Zone valaisane suisse.

Les séries représentées sont mal datées, la plus récente étant rapportée au Crétacé supérieur-Eocène.

Le but de la présente étude est de définir les différentes phases de déformation de cette région, la tectonique ayant jusqu'à présent été définie peu clairement.

C - Historique

De nombreux auteurs depuis le XVIIIème siècle se sont penchés sur les problèmes particuliers, tant stratigraphiques que structuraux, de la zone étudiée. L'historique des recherches très documenté des ouvrages de H. SCHOELLER (historique du XVIIIe siècle à 1928) et de P. ANTOINE (historique de 1929 à 1971) ne sera pas repris ici.

Retenons le mémoire de H. SCHOELLER (1929), qui a ouvert l'époque des recherches modernes du secteur étudié en établissant la première stratigraphie synthétique et le premier schéma structural de la Zone de "l'Embrunais", et le mémoire de P. ANTOINE (1971) qui individualise plusieurs unités structurales, dont l'Unité de Moutiers et l'Unité du Roignais-Versoyen.

Je citerai pour finir les ouvrages très récents traitant surtout la stratigraphie de certains secteurs particuliers, S. FUDRAL et J. COLLART (1973) pour l'étude de l'Unité de Moutiers, J.L. LASSERRE et C. LAVERNE (1976) pour l'étude du volcanisme de la Zone du Versoyen.

D - Le matériel stratigraphique des différentes unités : fig. 3

1 - La Zone des Brèches de Tarentaise : fig. 4

Deux ensembles superposés sont distingués :

- le substratum du flysch s.l., ou "substratum", qui englobe tous les terrains allant du cristallin au Dogger inclus, et qui présente un caractère de cordillère, avec des faciès peu profonds et de nombreuses lacunes (P. ANTOINE).

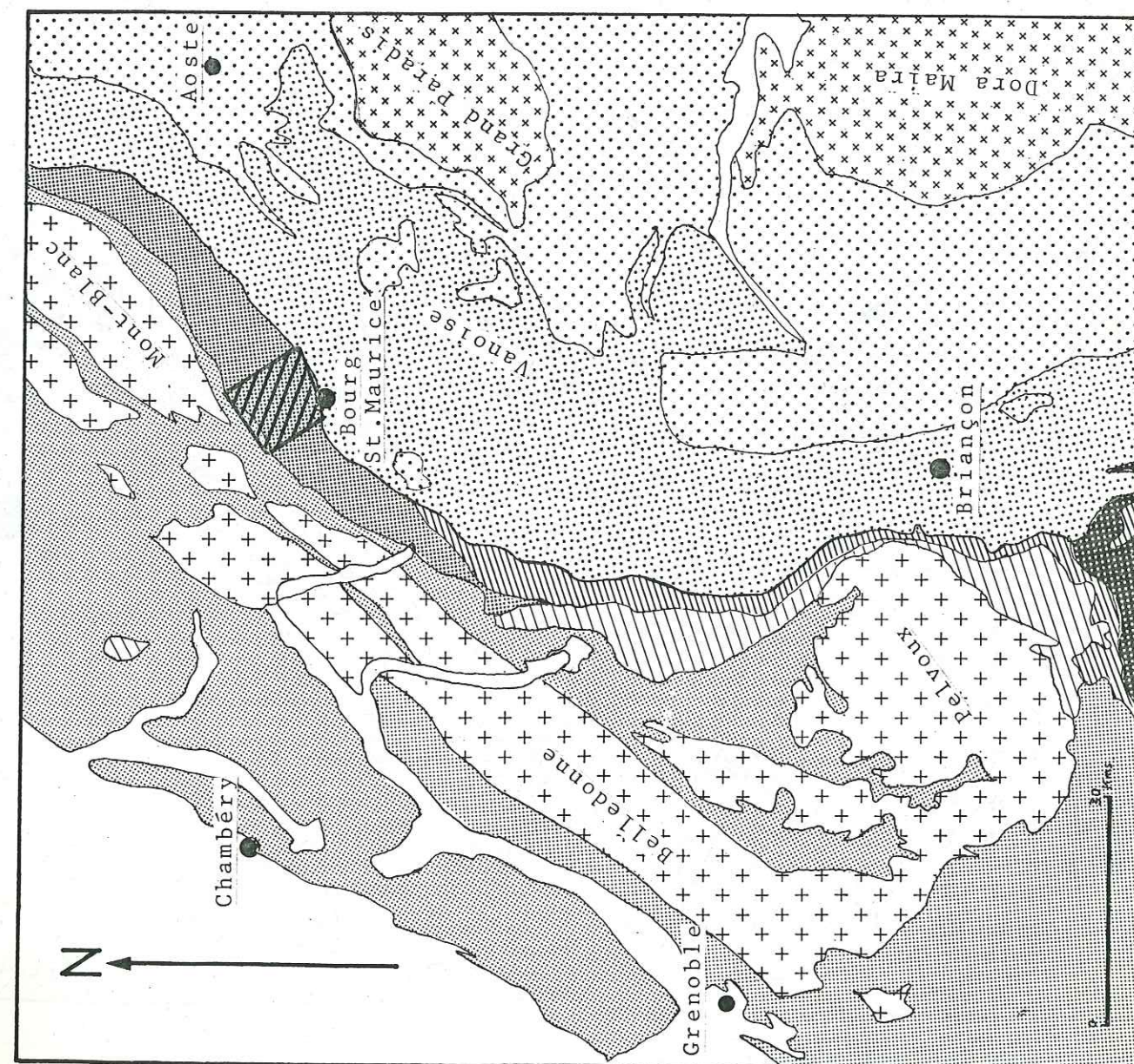
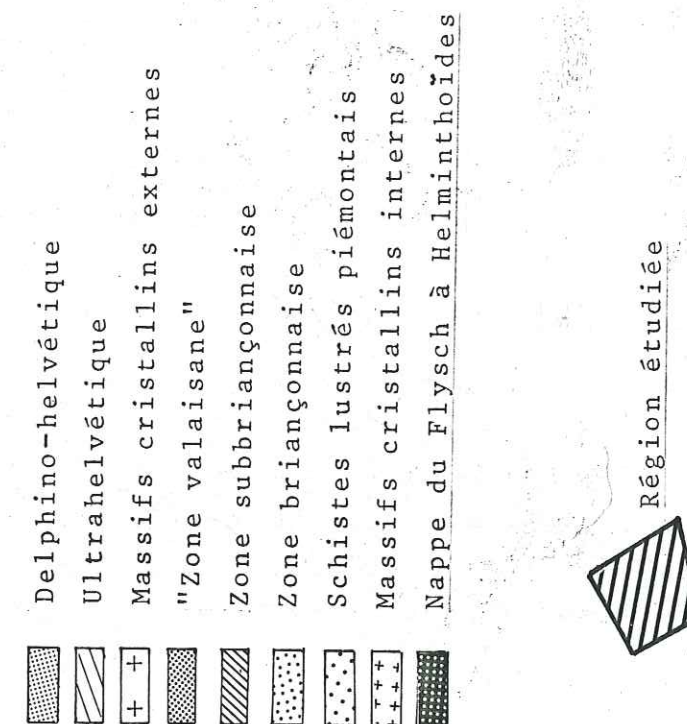
- Le flysch s.l., mis en place après une phase tectonique paraissant importante compte tenu des discordances cartographiques, est une série beaucoup plus épaisse, dont certains termes seulement présentent le faciès flysch.

1a- Le "substratum":

Le cristallin : il n'affleure qu'au Sud de la région étudiée, dans la région de Moutiers.

Le carbonifère : les faciès schisteux sont les plus courants, avec des schistes gris-fer à noirs, à surface lisse et parsemée de paillettes de micas blancs détritiques. On trouve aussi des grès fins, schisteux, à paillettes de micas détritiques, et un quartzite micacé feuilleté. Existents aussi des lits plus ou moins anthraciteux (Combe de la Nova) de grès

FIG. 2:
CADRE GEOLOGIQUE:



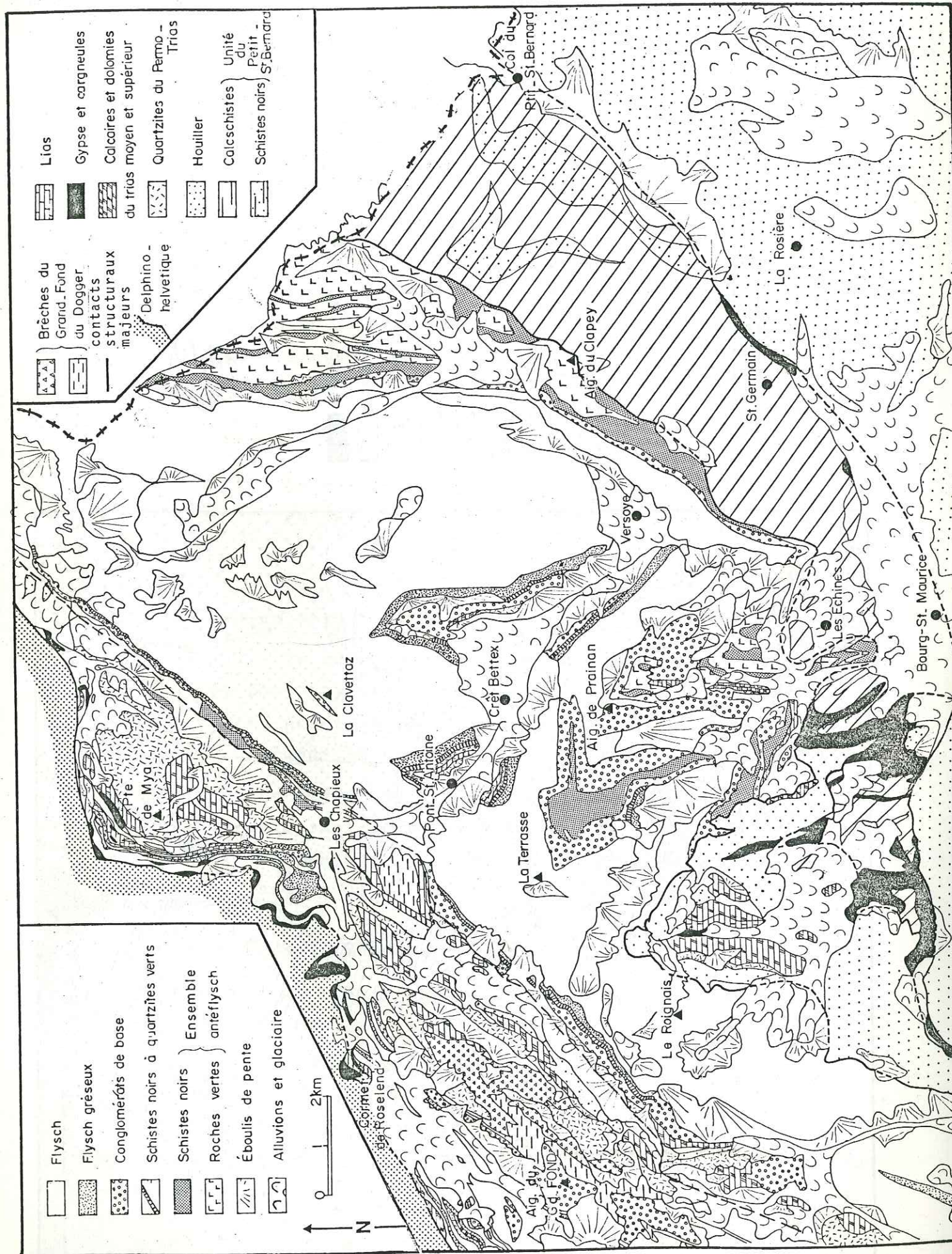


FIG. 3: Carte géologique:

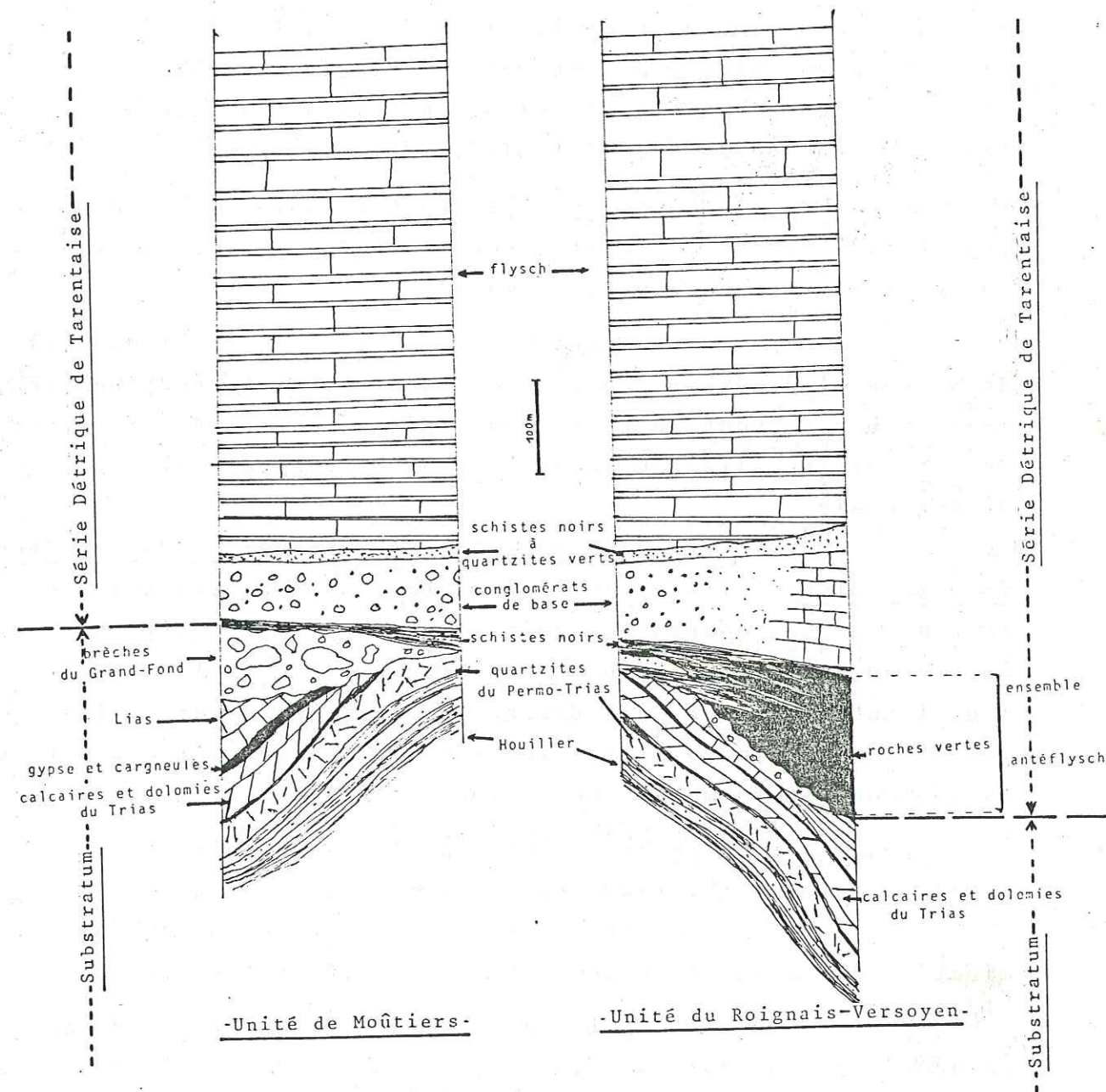


FIG. 4: Coupes stratigraphiques synthétiques de la Zone des Brèches de Tarentaise (d'après P. ANTOINE)

et de microconglomérats.

Le Permien : on rapporte au Permien les conglomérats fins ou grossiers à galets de quartz roses ou blancs, les grès fins et quelques assises de pélites gréseuses dont la teinte générale est verte. Tous ces matériaux sont riches en phyllites néoformées. L'épaisseur est variable, jamais inférieure à une centaine de mètres. Ces terrains semblent passer en continuité au Werfénien, aussi parlerons-nous plutôt de "Néo-Permien" ou de "Permo-Trias".

Le Trias : la stratigraphie du Trias n'est pas très différente de celle établie en "Zone Briançonnaise", aux épaisseurs près ; on y reconnaît :

- Les quartzites de base : d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, ce sont des quartzites blancs, passant vers le bas en continuité aux quartzites verts à quartz roses du Néo-Permien. Ils sont attribués au Werfénien comme en "Pays Briançonnais".

- les schistes "supra-Werféniens" ou schistes intermédiaires : les quartzites Werféniens sont limités vers le haut par des quartzites noirs et des schistes noirs à intercalations dolomitiques, bien représentés près de l'Orgière, dans l'anticlinal de Crêt Bettex. Ces niveaux seraient l'équivalent du "Niveau gypsifère inférieur" briançonnais, et markeraient donc le sommet du Werfénien (P. ANTOINE).

- le Trias moyen : il se subdivise en deux grands ensembles (P. ANTOINE, 1971) :

. le "Trias jaune" dolomitique à couches vermiculées d'épaisseur environ 40 m, rapporté à l'Anisien.

. le "Trias gris" calcaire à passées de dolomies cendrées et à brèches dolomitiques intraformationnelles, en bancs épais. Cet ensemble forme des falaises d'une trentaine de mètres et correspondrait au Ladinien.

- le Trias supérieur : c'est classiquement un niveau de disharmonie ou de décollement :

. les gypses et les cargneules : les cargneules

de teinte jaune ou crème, offrent souvent un aspect terreux et sont parfois conglomératiques; le gypse n'est pas présent partout, et forme des amas importants (Combe de la Nova).

. les brèches : certains niveaux de brèches et de dolomies jaunes semblent attribuables au Trias supérieur.

. les schistes lie de vin, violacés ou verdâtres, jalonnant le Chevauchement Pennique Frontal (Cornet de Roselend) sont aussi attribués au Trias supérieur.

Aucun reste paléontologique n'a permis de déterminer les âges, les attributions chronologiques proposées à la suite des auteurs antérieurs restent donc hypothétiques bien que probables.

Le Lias : on attribue au lias dans la Zone des Brèches de Tarentaise les calcaires de même faciès que ceux des Etroits de Siaix ou de Villette (Nord-Est de Moûtiers) qui sont datés par des lamellibranches, belemnites et polypiers (R. BARBIER). Ce sont, pour la région étudiée, des calcaires très recristallisés, noirs, gris ou blancs, massifs, et plus ou moins dolomitiques. P. ANTOINE décrit une série plus complète sur la marge interne de l'Unité du Roignais-Versoyen :

- calcaires marmoréens	} Lias Moyen et Supérieur
- calcaires à silex noirs	
- calcaires noirs spathiques bioclastiques	
- calcschistes et schistes noirs (Lias inférieur).	

Le Dogger : Les Brèches du Grand-Fond

L'attribution au Dogger de ces brèches est faite par analogie de faciès et de microfaune qu'elles présentent avec les séries du Dogger subbriançonnais ou briançonnais.

L'érosion anté-Dogger a été générale, faisant ainsi disparaître une grande partie des séries liasiques.

- l'ensemble conglomératique inférieur est représenté à la base par un conglomérat grossier plus ou moins compact, pauvre en ciment, et au sommet par une alternance de cal-

caires gris-noirs, de schistes et de bancs conglomératiques à petits éléments et à ciment calcaire.

Cet ensemble fait 40 à 50m d'épaisseur.

- l'ensemble conglomératique supérieur (de 100 m d'épaisseur et plus) se présente sous forme de brèches à blocs gigantesques avec ou sans matrice (quand elle existe, la matrice est calcaire, calcschisteuse ou schisteuse).

Le Malm : Il est totalement absent à l'affleurement.

1b - Le "Flysch s.l." ou série détritique de Tarentaise : Dans tout le secteur étudié le "flysch s.l." couronne la série stratigraphique de la Zone des Brèches de Tarentaise. Cette formation à caractère transgressif repose en discordance sur des termes variés, plissés et érodés allant du Permien au Dogger.

On décrira quatre ensembles sédimentaires (d'après P. ANTOINE), les attributions chronologiques restant incertaines :

- l'ensemble antéflysch (Turonien - Sénonien).
- la formation détritique basale
- les couches des Marmontains ou schistes noirs à quartzites verts.
- les couches de St-Christophe ou flysch p.p.d. (fin du Crétacé - début Paléocène).

Cependant, ces quatre termes ne sont pas nettement individualisés, les différentes formations passant progressivement de l'une à l'autre. Les divers termes de la série sont caractérisés par une grande pauvreté en vestiges organiques sans valeur chronologique et présentent des variations lorsqu'on va du domaine le plus externe au domaine le plus interne de la zone des Brèches de Tarentaise.

L'ensemble antéflysch

- Le domaine externe : Sur la bordure externe de l'Unité du Roignais-Versoyen l'ensemble antéflysch se présente sous la forme d'une étroite bande de terrains reposant tectoni-

quement sur des termes appartenant à l'Unité de Moutiers : ce sont des alternances de schistes noirs, de calcschistes, de niveaux gréseux, de bancs de brèche polygénique, le faciès schisteux étant prédominant.

- le domaine médian : au niveau des anticlinaux du Pont-St-Antoine et de Crêt Bettex, l'ensemble antéflysch manque probablement par lacune de sédimentation.

- le domaine interne : la série du Versoyen : cette série est caractérisée (J.L. LASSERRE et C. LAVERNE, 1976) par l'alternance de faciès volcaniques en sills, différenciés à partir d'un magma tholéïtique à caractère océanique, avec quelques tendances continentales, et de faciès sédimentaires (schistes gris ou noirs); son âge serait Néocomien - Crétacé supérieur.

La formation détritique basale : la sédimentation de cette formation est de type molassique. On y observe des faciès calcaires et microbréchiques, avec une variation lorsqu'on passe du domaine externe au domaine interne :

- domaine externe : il y a diminution de la taille des éléments du Sud-Ouest au Nord-Est, ainsi qu'une absence de bancs schisteux. Le granoclasement est peu fréquent. Dans la "zone des écaillles externes" de l'Unité de Moutiers, la formation est fortement réduite (elle peut être inférieure à 1m), et on note une prédominance du faciès fin grés-conglomératique.

- domaine médian : la proportion de calcaire devient assez forte (50%); les strates deviennent très épaisses, tandis que la stratification est mal marquée. La densité des éléments est supérieure à 50%. Ces éléments sont très polygéniques, à granulométrie irrégulière.

- domaine interne : la série devient alors calcaire, avec un faible rapport d'éléments détritiques. Ce calcaire est cristallin gris-bleu, à zones siliceuses.

On retrouve dans les conglomérats tous les éléments des séries sous-jacentes à l'ensemble antéflysch, mais ceux empruntés à la série antétriasique sont rares; leur taille va de millimétrique à métrique.

Le ciment est un calcaire cristallin gris-bleu. L'épaisseur normale de la série est d'une centaine de mètres. On notera cependant que l'épaisseur de la série augmente à l'inverse de la taille des éléments.

Les schistes noirs à quartzites verts (couche des Marmontains) : Cette série épaisse d'environ 10 m est une alternance de schistes noirs à grains de quartz, et de quartzites brun-vert. Les quartzites ont tendance dans l'Unité de Moûtiers à être remplacés par des plaquettes gréseuses ou des niveaux conglomératiques ou bréchiques.

La série terminale, ou couches de St-Christophe :

- Les grès calcarières microbréchiformes : ce sont des bancs grès-conglomératiques à éléments millimétriques à décimétriques allant du cristallin au Lias. Ce niveau tend à se confondre avec le flysch p.p.d. vers le Nord.

- Le flysch p.p.d. : il s'agit d'une alternance monotone de calcaire gréseux, de calcschistes, de schistes noir-bleuté, de microbrèches, que l'on peut rencontrer soit en strates épaisses, soit en strates minces (surtout dans le domaine externe).

L'épaisseur du flysch varie à l'affleurement de 300 m à 800 m.

2 - L'Unité du Petit-Saint-Bernard : fig. 5 :

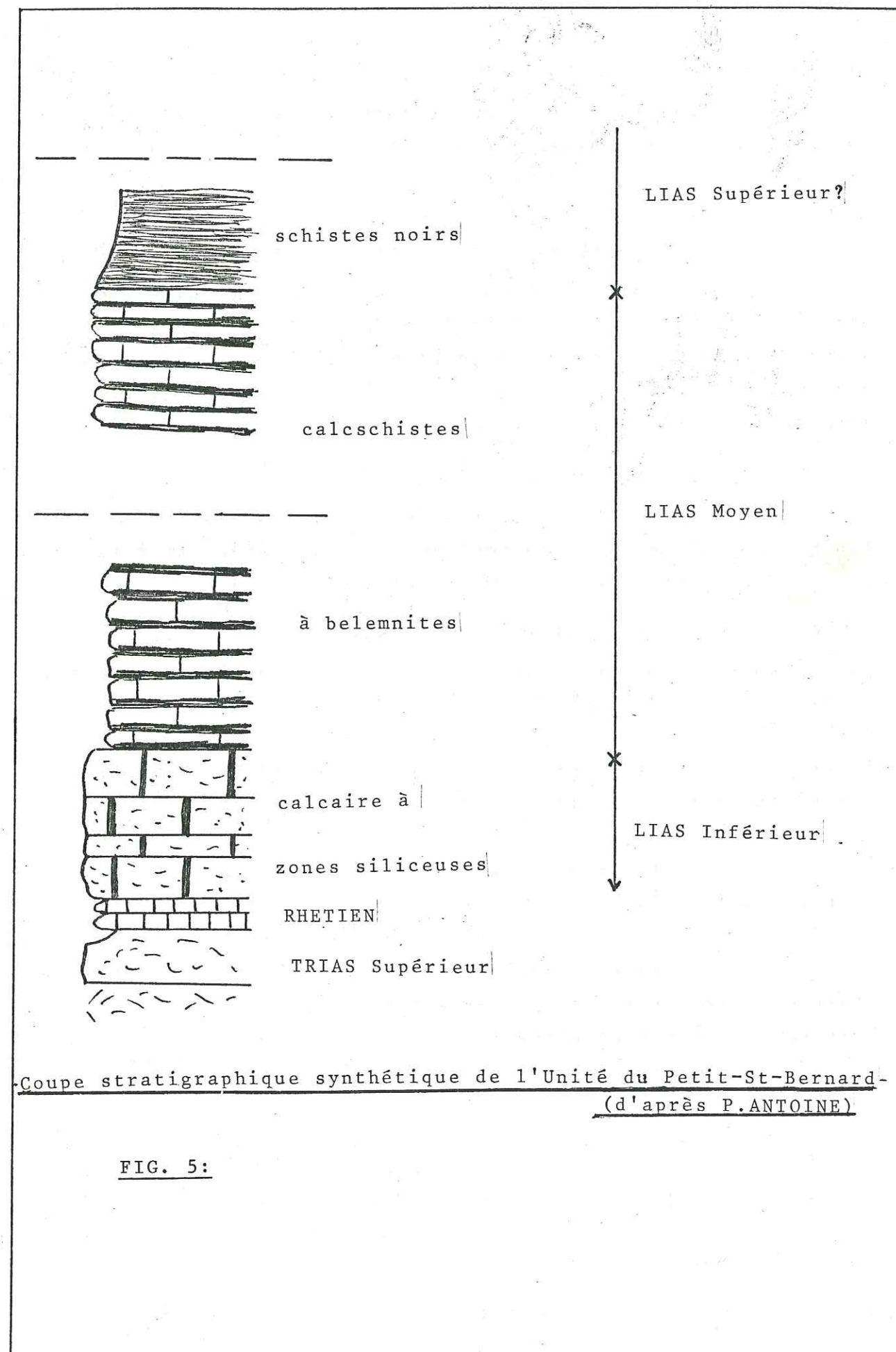
Cette unité qui prend naissance au niveau de Bourg-Saint-Maurice, se termine de façon brusque en Italie dans la vallée de la Doire de Verney.

La lithologie de cet ensemble est caractérisée par la prédominance de calcschistes datés du Lias (Franchi, 1900) et de schistes sombres à faciès "schistes lustrés".

Un important niveau de décollement existe à la base dans le Trias supérieur (dolomies jaunes), et le contact anormal est souligné par de rares affleurements de cargneules.

On distingue deux grands ensembles lithologiques :

- la série basale renfermant des dolomies et des cal-



caires, d'épaisseur réduite, et allant jusqu'au Lias inférieur.

- la série des calcschistes, d'épaisseur considérable, surmontée de schistes noirs (Lias moyen et supérieur?)

3 - L'Unité de Salins : fig. 6 :

Il s'agit d'une bande de terrains carbonifères pour l'essentiel, qui domine les vallées de l'Arbonne et du Nant-Blanc au Nord-Ouest de Bourg-Saint-Maurice, sur laquelle quelques vestiges de la couverture mésozoïque sont conservés (Roc de l'Enfer et les Deux Antoinès).

Description stratigraphique sommaire :

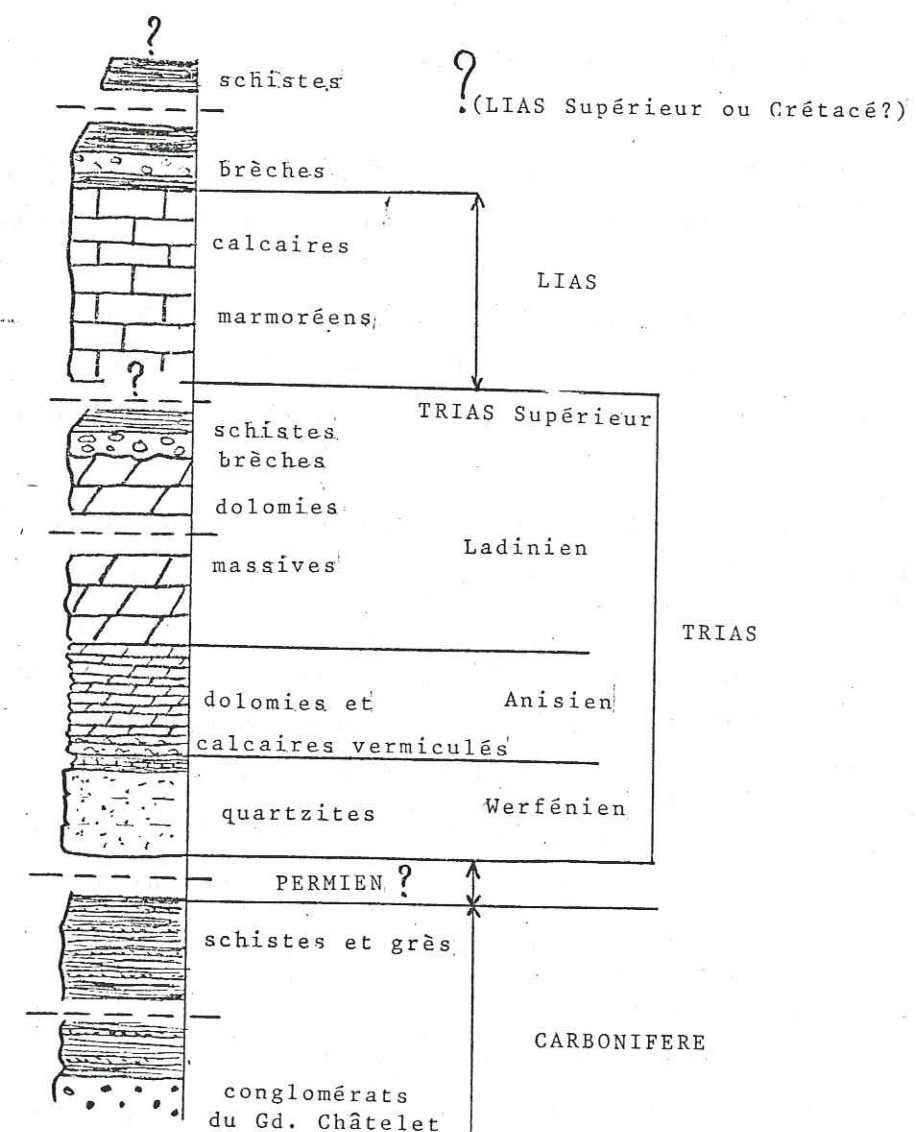
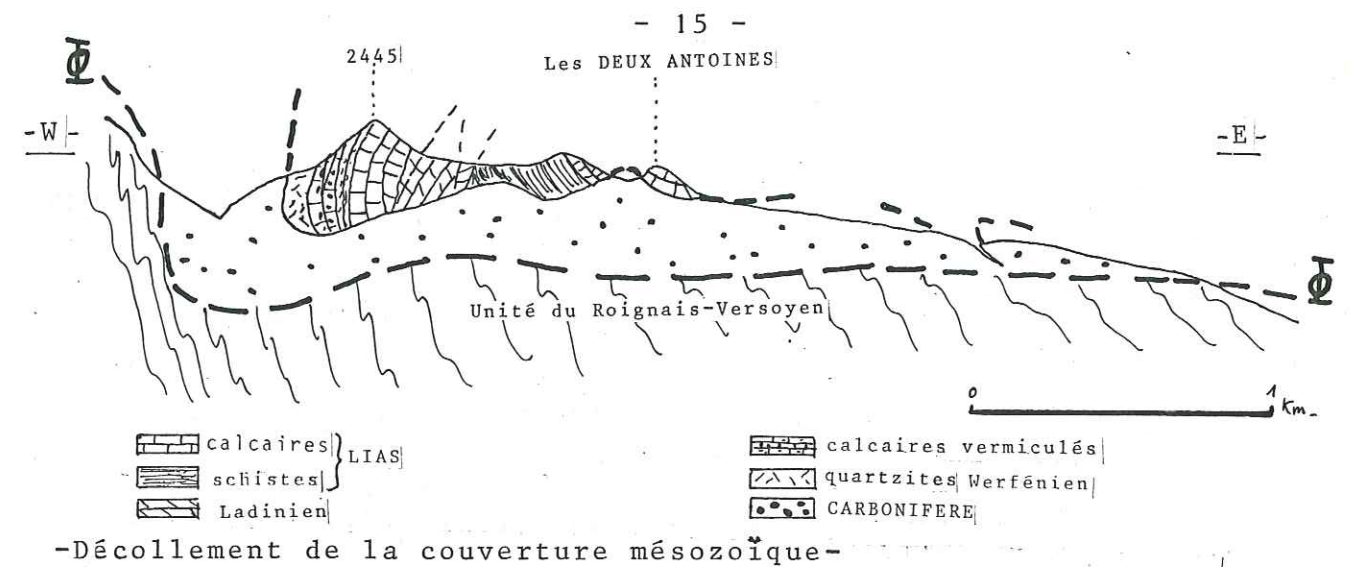
les recouvrements glaciaires et les glissements de terrain sont abondants, rendant la stratigraphie malaisée à établir. On distingue cependant :

- Le Houiller : schisto-gréseux, à schistes ardoisiers noirs et à micas détritiques, interstratifiés de niveaux gréseux fins.

- Le Permien : Ce sont des quartzites phylliteux gris clairs très feuilletés, épais de quelques mètres.

- Le Trias : les faciès sont semblables à ceux de l'Unité de Moûtiers.

- Le Lias : c'est un calcaire très cristallin de teinte claire. Les contacts avec les terrains encaissants sont presque partout tectoniques.



-Coupe stratigraphique synthétique de l'Unité de Salins-

(d'après P. ANTOINE)

FIG. 6:

II - LES PHASES DE DEFORMATION SUPERPOSEES ET LES MICROSTRUCTURES ASSOCIEES :

Plusieurs phases tectoniques durant l'orogénèse alpine sont responsables de l'agencement des différents types de séries impliquant à l'affleurement plusieurs générations de structures qui interfèrent entre elles.

L'individualisation de chaque phase n'est pas évidente, dans de nombreux cas ce sont des structures anciennes qui rejouent, ou bien deux phases pourront s'exprimer de façon assez semblable.

Trois phases de déformation associées à une schistosité ont été reconnues :

- une première phase tectonique à plis P1, pendant laquelle se développe la foliation régionale S1 synmétamorphique.

- une deuxième phase tectonique à plis P2 synschisteux (S2) couchés, la mise en place des grandes unités structurales, pour l'essentiel, doit être associée à cette deuxième phase.

- une troisième phase à plis P3 très ouverts et à plans axiaux verticaux accompagnés d'une schistosité S3.

Plusieurs autres phases tardives ont pour effet de réorienter ou de disperser les structures antérieures; elles sont en général liées à des rejeux cassants.

Les déformations "anté-schisteuses" ne paraissent pas avoir laissé d'empreinte au niveau des microstructures.

Les objets tectoniques mesurés sont :

- les schistosités
- les axes de plis et les linéations d'intersection
- les allongements des minéraux et de galets
- les plans de fractures.

A - Les phases précoces ou phases "anté-schisteuses":

Les microstructures imputables aux phases tectoniques "anté-schisteuses" sont pratiquement inexistantes : les phases synschisteuses très intenses les ont très certainement effacées ou transposées.

C'est à l'échelle cartographique, et par une approche stratigraphique qu'on peut avoir une idée de leur importance : la Zone des Brèches de Tarentaise montre en effet des séries de "substratum" typiques de cordillère très instable et très active tectoniquement. Des mouvements verticaux de socle sont en général admis pour expliquer cette tectonique vigoureuse.

D'autre part, le volcanisme donnant notamment les roches vertes de la série du Versoyen, est associé à une phase de distension relative d'une "bordure continentale fragile" par J.L. LASSERRE et C. LAVERNE (1976).

On peut cependant, par une étude axée particulièrement sur le "substratum", et en éliminant les effets des phases "synschisteuses" affectant la Série Détritique de Tarentaise, espérer mettre en évidence une tectonique souple, précoce, en partie tangentielle.

Exemple de l'affleurement de l'Orgière dans le flanc Est de l'Anticlinal de Crêt Bettex : fig. 7

L'affleurement au-dessus du regard E.D.F. de l'Orgière présente la succession stratigraphique suivante :

- des quartzites triasiques à gros grains à la base devenant noirs, puis alternant avec des schistes noirs sur 1 m environ.

- un calcaire cristallin ressemblant assez au calcaire liasique, mais accompagné de dolomies grises triasiques: c'est donc un calcaire triasique.

- le conglomérat de base du "flysch" qui ravine le calcaire triasique, marquant le début de la série détritique de Tarentaise.

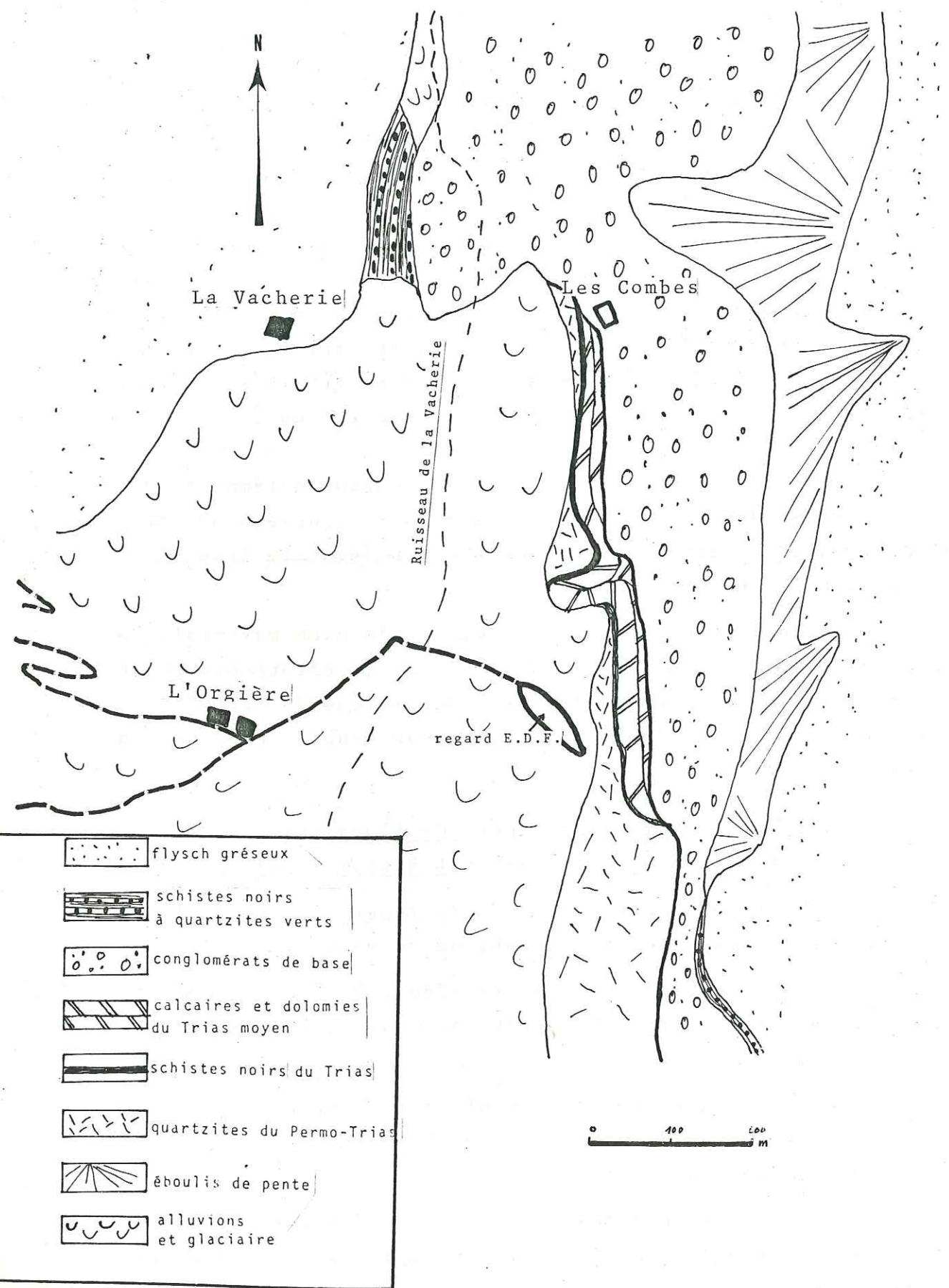


FIG. 7:

-Carte géologique du Nord de l'anticlinal de Crêt Bettex.-

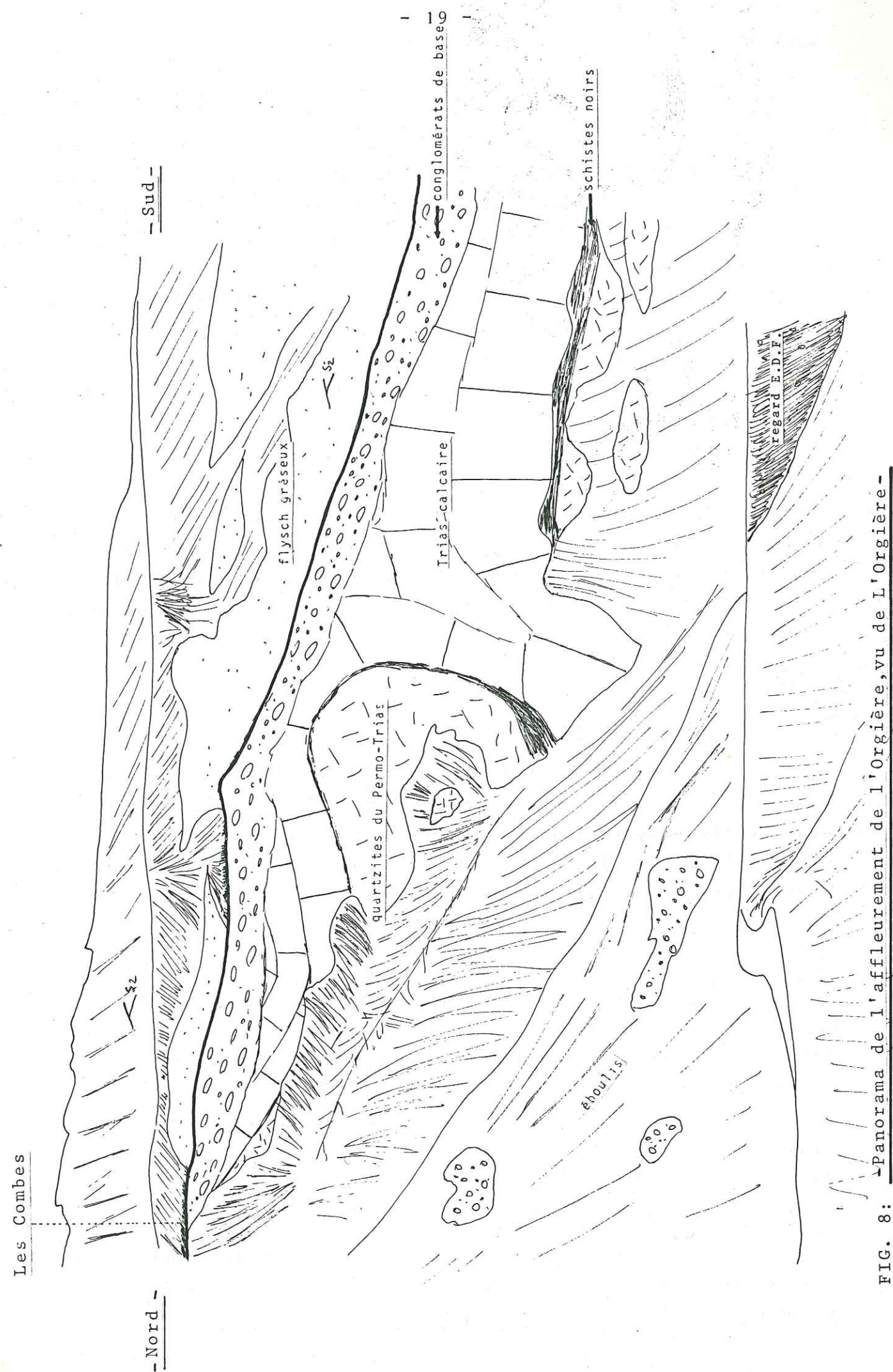


FIG. 8: -Panorama de l'affleurement de l'Orgière, vu de l'Orgière-

La formation détritique basale, plonge doucement au Sud-Est, et tronque sans y être impliquée, une structure en S, déversée vers le Sud-Est, très bien marquée par les schistes noirs de passage des quartzites aux calcaires du Trias (fig. 8, photo 16).

On peut voir ici l'expression d'une phase tectonique précoce, à déversement au Sud-Est inverse du déversement au Nord-Ouest des phases synschisteuses.

B - La phase I :

La mise en évidence des microstructures associées à la phase I est difficile car la schistosité S1 est souvent confondue avec la schistosité S2. La distinction de ces deux schistosités n'est possible qu'au niveau de certaines charnières de plis P2; ceci explique que la phase I n'aie jamais été décrite jusque là.

1 - La schistosité S1 :

La schistosité S1 est soulignée de manière assez fruste par des aiguilles de minéraux opaques. Elle est constituée d'un feuilletage fin de micas blancs (fig. 9, photo 5). Elle est en général subparallèle à la stratification et est présente dans toutes les unités étudiées, avec les mêmes caractères.

2 - Les plis P1 :

Les plis P1 liés à S1 sont très rares. Sur la barre de flysch au Sud du Planey, dans la vallée du Charbonnet, on distingue cependant des objets qui pourraient être assimilés à des restes de charnières de plis P1 dont les flancs auraient été totalement laminés. On retrouve parfois de telles figures en lame mince (fig. 10).

3 - Les linéations L1 :

Les linéations d'intersection ou d'allongement correspondant à la phase I, ne sont pas observables en raison de l'in-

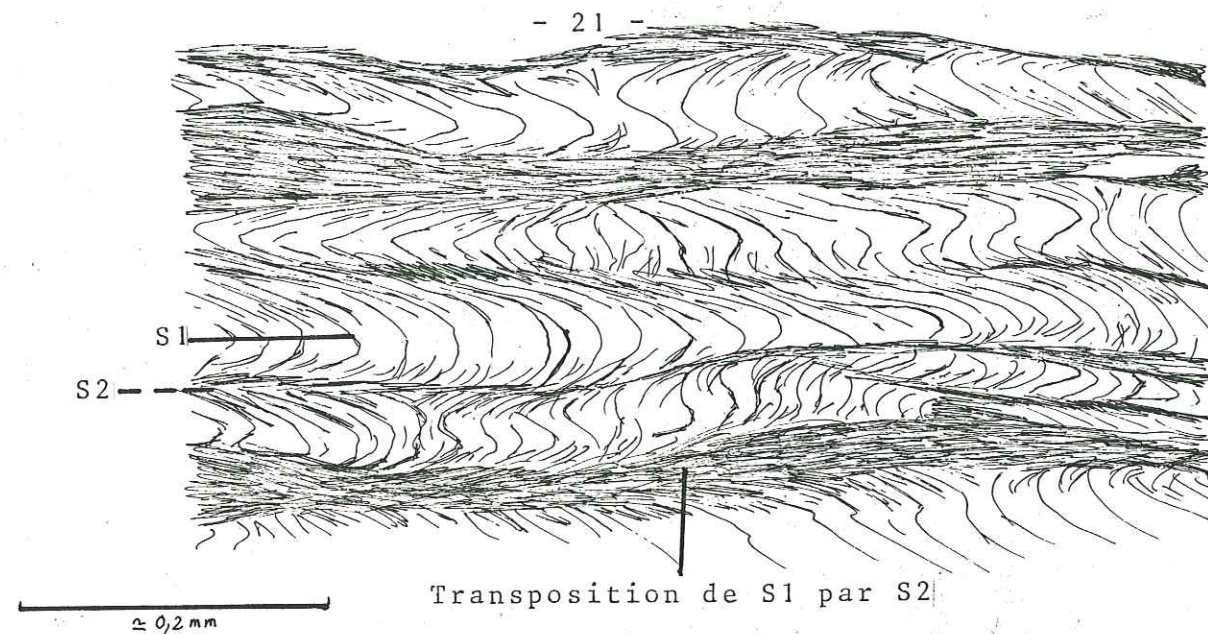


FIG. 9:
-Schistosité S1: Transposition de S1 par S2-

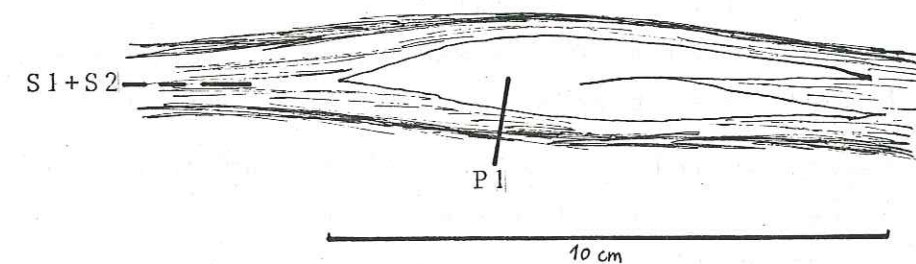


FIG. 10: -Pli P1-

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

18 AOUT 2003

tensité des phases suivantes.

4 - Conclusion : cette phase est bien distinguable de la mise en place des grandes structures actuelles de la région étudiée, (associée ici à la phase II) son existence n'est évidente qu'en lame mince.

C - La phase II :

La phase II s'exprime sur toute la région étudiée sous la même forme :

1 - La schistosité S2 : fig. 11

Plan axiale de plis P2, la schistosité S2 est très pénétrative et transpose dans la plupart des cas la foliation S1 (fig. 9, photos 5 et 6).

C'est une schistosité de crénulation, fine, serrée, et marquée dans les faciès pauvres en phyllites par l'aplatissement des grains de quartz ou de calcite. Elle est de direction N040 à N110, plongeant 20 à 30° au Sud. Ce plongement est sans doute du au basculement tardif vers le Sud-Ouest de la région.

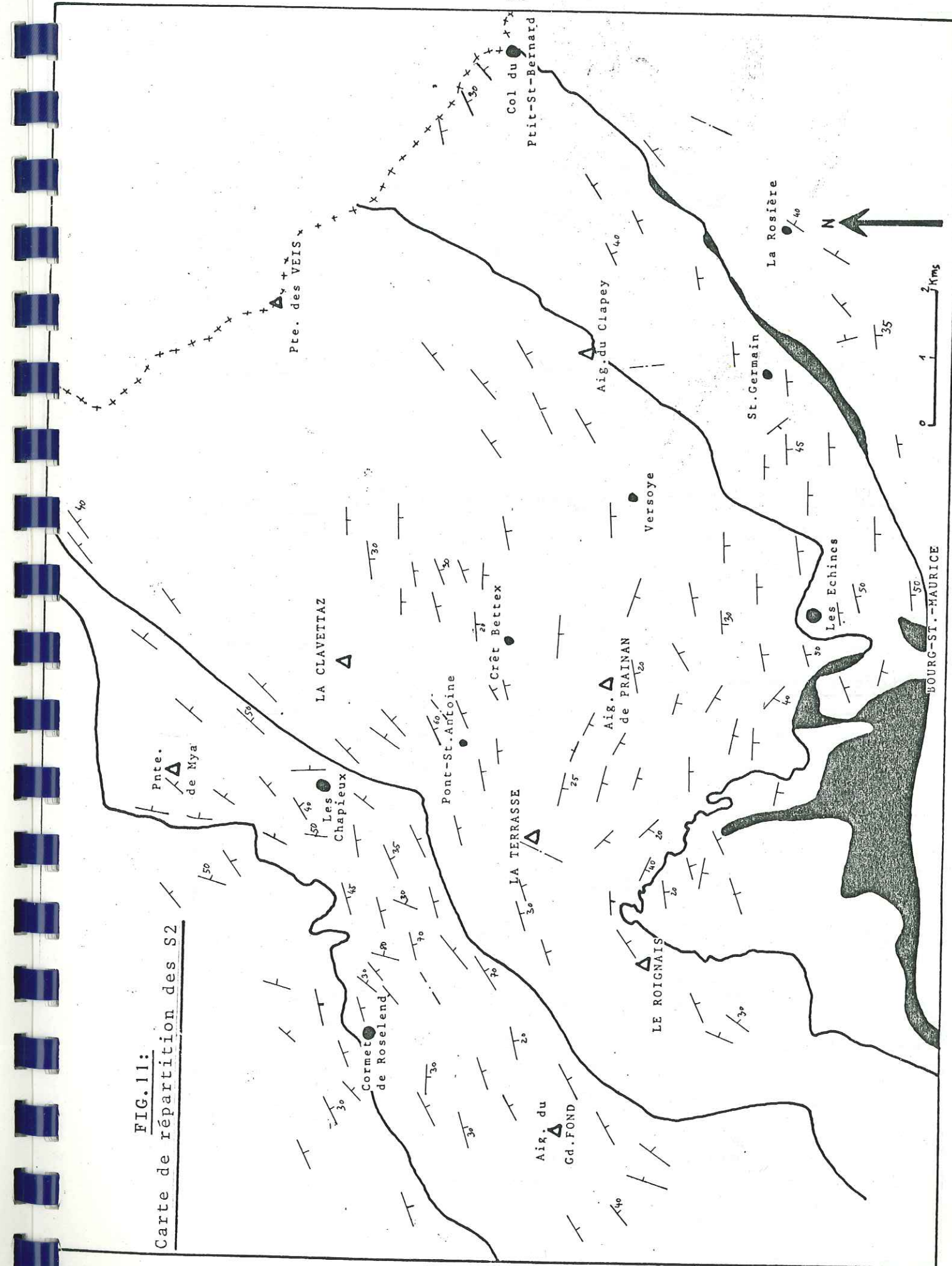
Elle est parfois associée à la faveur de décollements à des néoformations de micas blancs de taille un peu supérieure à ceux de la foliation S1, (fig. 12).

On retiendra qu'en lame mince la S2 est en général exprimée de façon un peu plus nette et plus intense dans les séries en position inverse de la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen.

2 - Les plis P2 :

Ce sont des plis centimétriques à kilométriques en grande partie responsables des structures de la région. Les plis P2 sont de type subisoclinal à charnière arrondie, très fortement déversés (pratiquement couchés) vers le Nord-Ouest. Ils sont très bien exprimés dans la série détritique de Tarentaise

FIG. 11:
Carte de répartition des S2



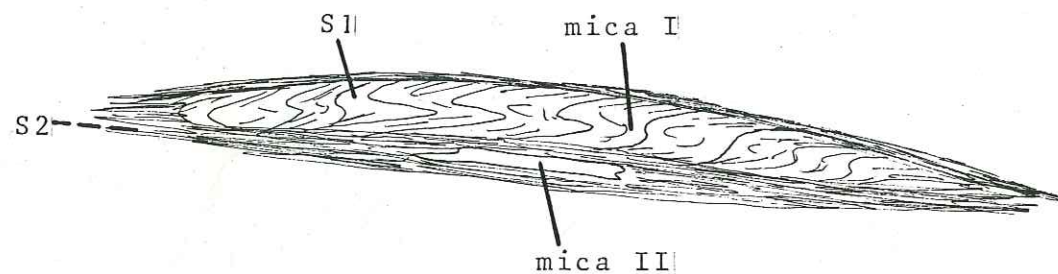


FIG. 12: -Schistosité S2:recristallisation de micas II-

FIG. 13:

-Plis P2: Affleurements de conglomérat de base du flysch-

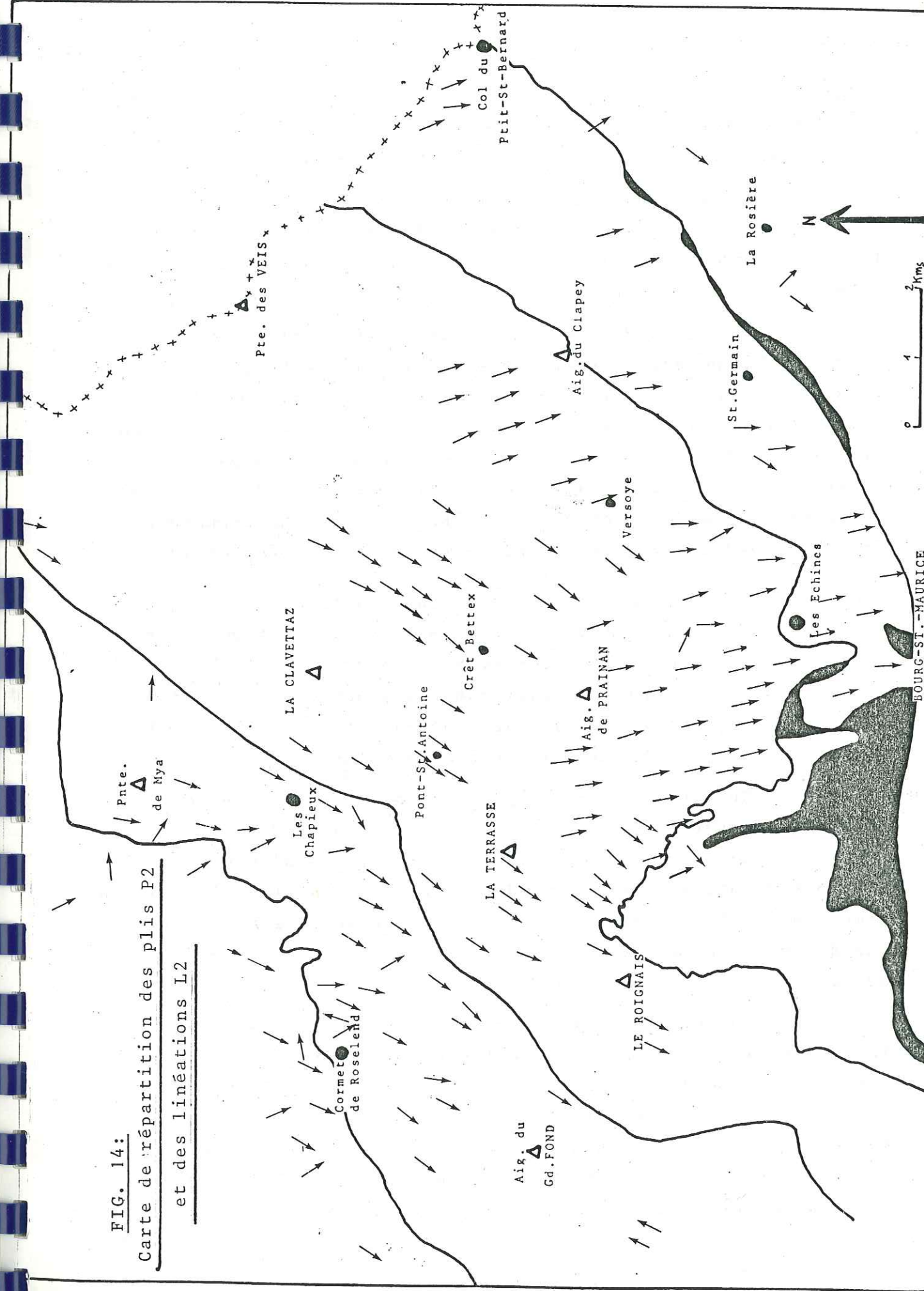
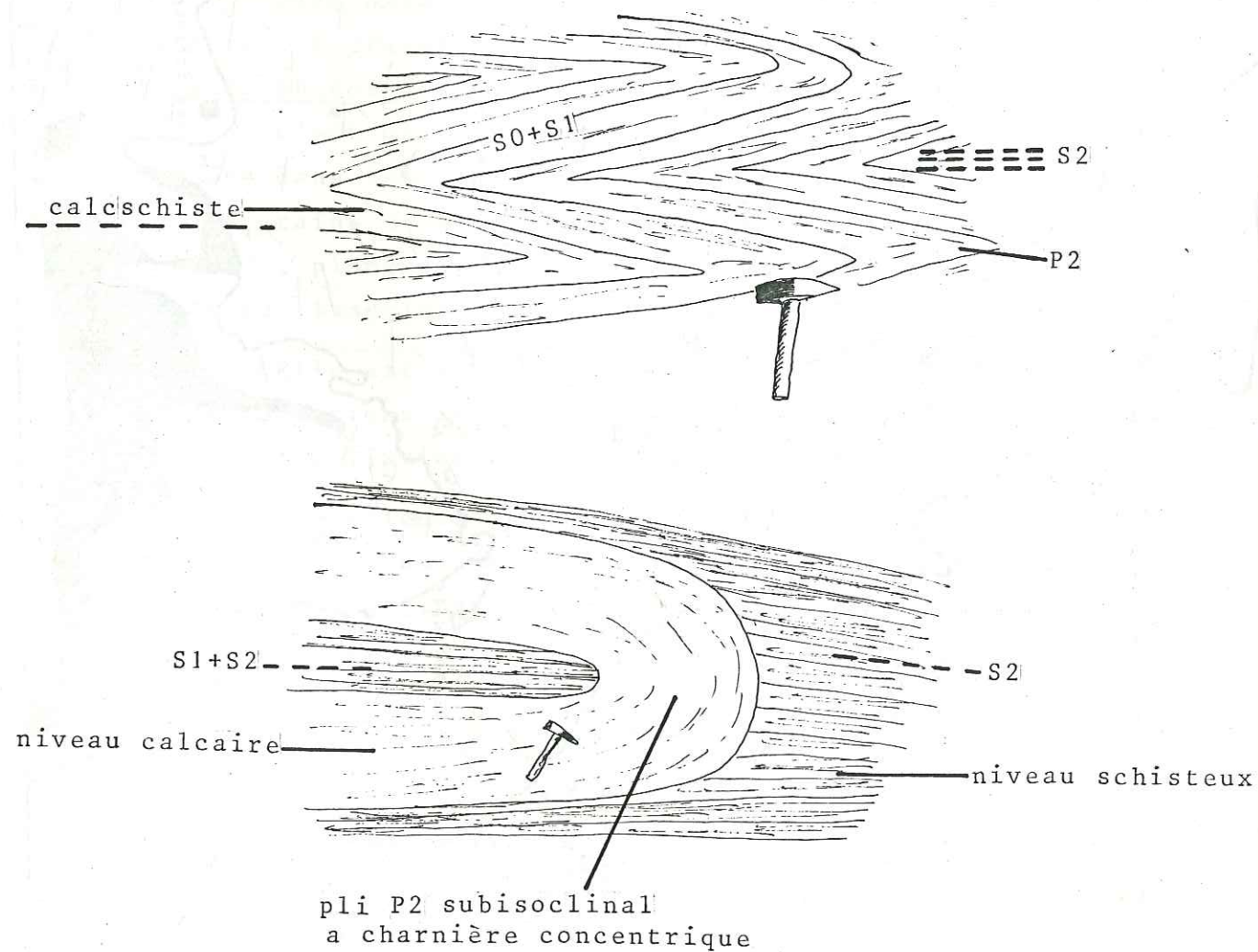


FIG. 14:

Carte de répartition des plis P2
et des linéations L2

(flysch s.l.), les strates calcaires épaisses dessinant des plis à charnières très arrondies, les niveaux plus schisteux donnant des charnières très effilées (fig. 13, photo 4).

Ainsi, dans les niveaux à lithologie contrastée (comme dans le "flysch" par exemple) les charnières de plis P2 seront arrondies à l'extrados des niveaux calcaires, pincées et plus aigües à l'intrados.

Les plis P2 sont de direction N040, plongeant de 20 à 30° au Sud-Ouest, et prennent une direction N150 à 170 dans le secteur Sud-Est de la région étudiée (fig. 14). Les directions N040 et N170 s'excluent sans qu'il y ait de passage progressif de l'une à l'autre direction (on n'observe pas de plis courbes); ce problème sera discuté lors de l'étude de la synforme du Passage de la Brebis; l'attribution à une même phase de ces plis N040 et N170 repose sur certains caractères communs :

- postériorité à la schistosité S1
- antériorité à la schistosité S3 et aux plis P3
- même schistosité S2 plan axiale
- mêmes cristallisations synchrones
- allongements de minéraux et de galets parallèlement aux axes de plis.

On notera aussi la présence assez fréquente de plis P2 cœniques (surtout semble-t-il les plis N150 à N170).

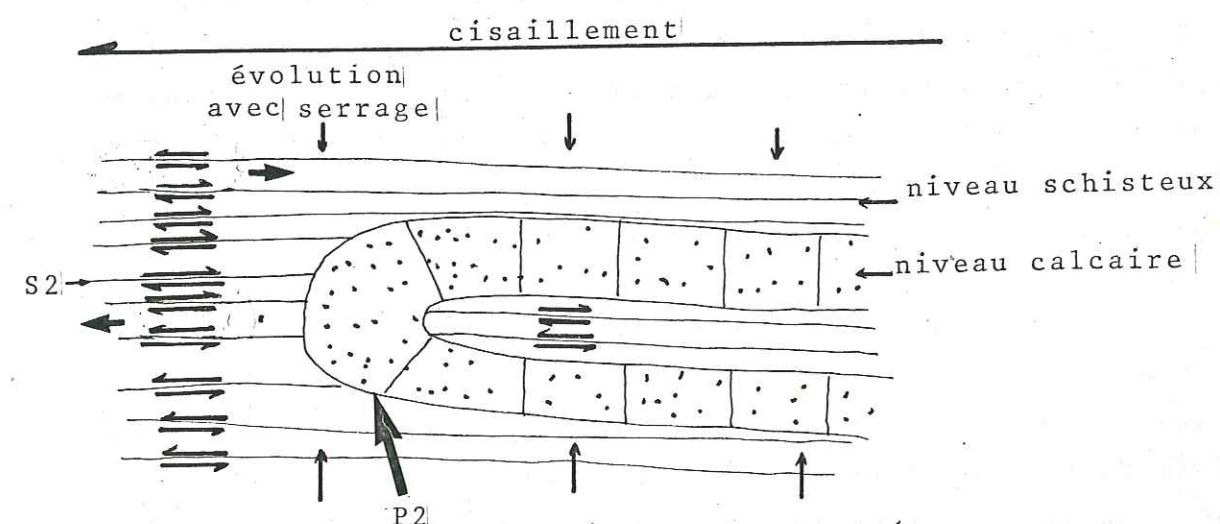
La recristallisation généralisée des niveaux calcaires lors du plissement est évidente, tant à l'affleurement qu'en lame mince : la schistosité S2 s'y exprime très mal (voire pas du tout) en raison du recuit, et on observe en lame mince de la calcite tout à fait bien recristallisée.

Les niveaux schisteux par contre expriment très bien la schistosité S2, avec des décollements et des glissements apparents feuilletés sur feuilletés.

Les sens de cisaillement décrits par S2 ne sont pas évidents, et en tous cas à examiner avec précaution, car souvent ils changent d'un flanc à l'autre d'un même pli P2 (fig. 15), marquant ainsi l'indice d'un écrasement du pli.

- Schéma interprétatif de l'Evolution des plis P2 -

FIG. 15:



3 - Les linéations associées à la phase II :

3a - Les linéations de crénulation et d'intersection S0-S2 : ce sont des cannelures assez frustes marquées sur S2, parallèles aux plis P2, espacées de quelques millimètres.

3b - Les cristallisations de phyllites II : elles marquent l'allongement de la phase II, sont subparallèles aux linéations d'intersection S0-S2 (fig. 16).

3c - Les queues de pyrites ou zones d'ombre de pression : Des fibres de quartz cristallisent au contact de cubes de pyrite à la faveur des décollements de feuillets de la phase II. Ces marqueurs d'allongement sont en général parallèles aux axes de plis P2, mais peuvent prendre des directions aléatoires. Ils sont oblitérés par la schistosité S3, et sont donc syn à post schistosité S2.

3d - Les galets allongés : Les galets étirés sont affectés par la schistosité S3. Leur étirement est donc de phase II. Une étude statistique des éléments des conglomérats de la formation détritique basale a été faite dans l'Unité de Moûtiers et dans l'Unité du Roignais-Versoyen :

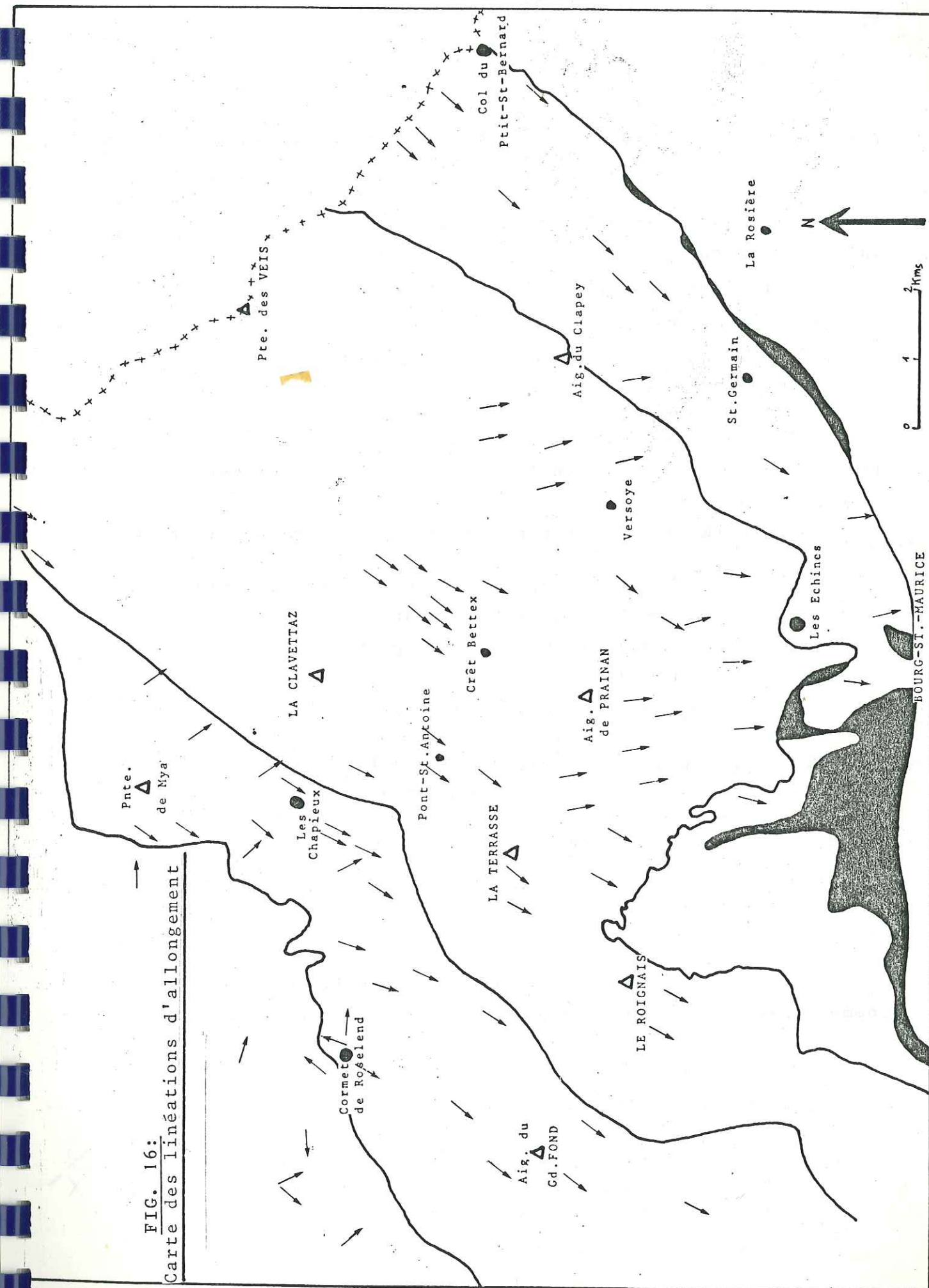
3d1 - Les conglomérats de l'Unité de Moûtiers :

Les conglomérats inférieurs : Les mesures ont été effectuées pour la plupart dans les éboulis du Plan de la Laie (à l'Ouest du Cormet de Roselend) pour une raison évidente d'accessibilité aux différentes sections des galets. Le conglomérat en place a été trouvé dans le Massif du Grand Fond au contact avec la Brèche de Parozan; l'axe d'allongement des galets y est de direction N040 subhorizontale.

Les éléments mesurés sont de taille centimétrique à métrique et il n'a pas été fait de distinction entre les différents faciès (les galets schisteux, donc planaires à l'origine, ont cependant été évités). La matrice calcaire est très réduite

FIG. 16:

Carte des linéations d'allongement



(<30%) (fig. 17) et présente une schistosité mal exprimée S2.

Les dimensions mesurées statistiquement sur environ 250 galets dans un référentiel lié à la schistosité S2 (XY), et à la linéation d'allongement (X), sont dans le rapport :

$$(X) \quad L = 2,7$$

$$(Y) \quad l = 1,4$$

$$(Z) \quad h = 1$$

Nous utiliserons la méthode de Flinn pour l'étude des déformations de ces conglomérats, nous reconnaitrons ainsi le type de déformation qu'ils ont subi :

Flinn en décrit cinq types à partir du paramètre k :

- k = 0 : aplatissement à symétrie axiale
- 1 > k > 0 : aplatissement
- k = 1 : déformation plane
- ∞ > k > 1 : allongement associé à une constriction
- k = ∞ : allongement uniaxial

$$\text{Avec } k = \frac{(1 + e_3)(e_1 - e_3)}{(1 + e_2)(e_2 - e_3)},$$

e1, e2, e3 étant les extensions principales :

$$e_1 = \frac{L - L_0}{L_0}, \quad e_2 = \frac{l - l_0}{l_0}, \quad e_3 = \frac{h - h_0}{h_0}$$

Si on considère le corps initial avant déformation comme sphérique, ce qui n'est pas forcément vrai, alors :

$$L_0 = l_0 = h_0$$

on obtient :

$$k = \frac{\frac{L}{l} - 1}{\frac{l}{h} - 1}$$

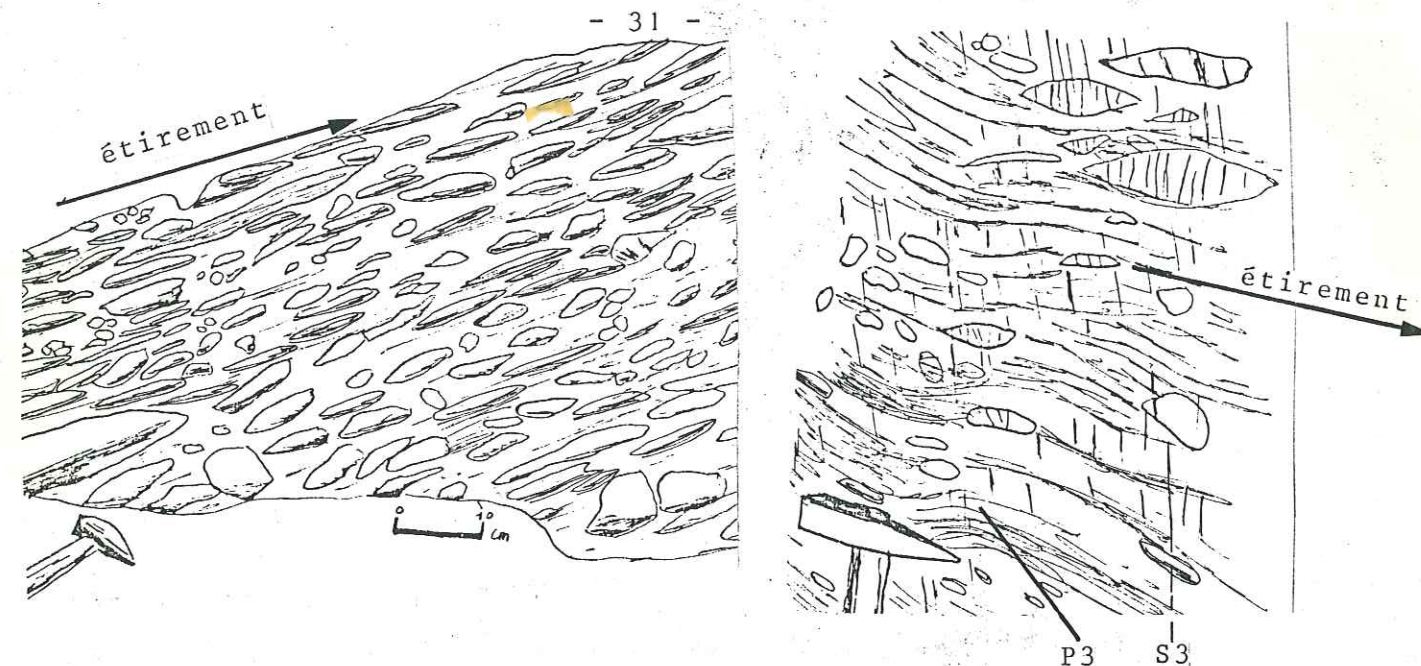


FIG. 17: -Affleurements de conglomérat de base du flysch de type Grand-Fond-

FIG. 18: -Diagramme de Flinn-

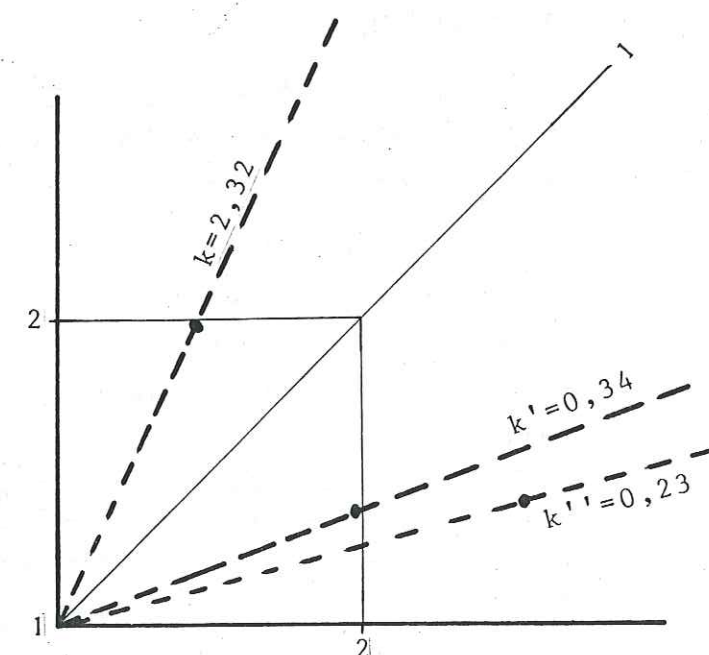
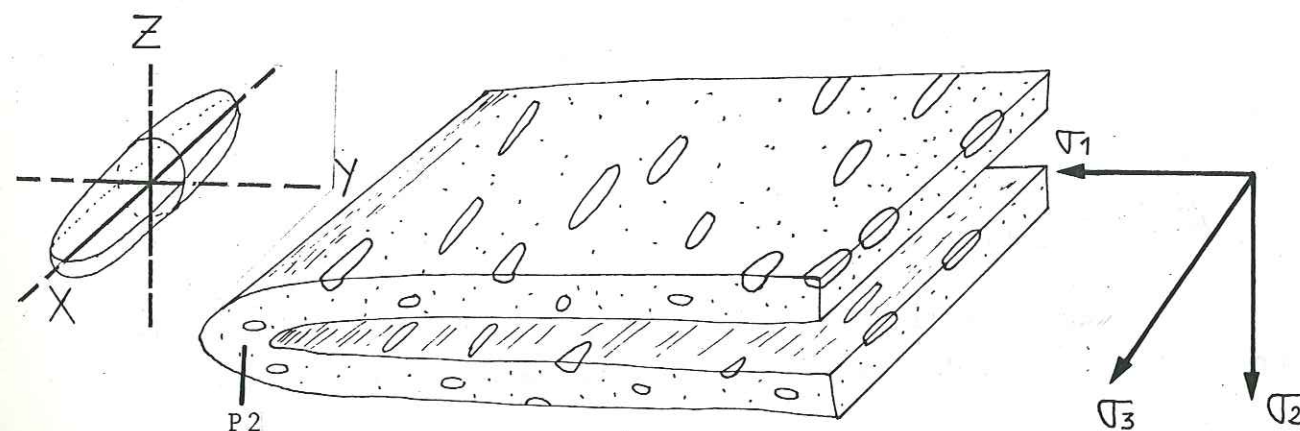


FIG. 19: -Schéma interprétatif des allongements de phase II-



Nous avons ainsi la valeur de k pour les conglomérats "inférieurs" :

$$\frac{L}{l} = \frac{2,7}{1,4} \approx 1,93, \quad \frac{1}{h} = \frac{1,4}{1} = 1,4$$

$$k = \frac{1,9 - 1}{1,4 - 1} = 2,32$$

Replacé dans le diagramme de Flinn (fig. 18), nous pouvons donc caractériser cet étirement des galets du conglomérat de base comme étant du à un allongement associé de la constriction.

Les conglomérats moyens : une étude a été faite sur les conglomérats d'un niveau un peu supérieur, dans le val-lon d'Arpire, au Nord du Massif du Grand-Fond.

Les éléments sont de taille centimétrique à décimétrique, et la matrice calcaire est prédominante, (fig. 17B), l'allongement est N040 :

L'échantillon moyen présente les caractéristiques suivantes :

- section perpendiculaire à l'allongement :

. largeur parallèle à $S_2 = 2,03 = l$

. hauteur perpendiculaire à $S_2 = 1 = h$

- section parallèle à l'allongement et perpendiculaire à S_2 :

. longueur = $2,74 = L$

. hauteur = $1 = h$

d'où : $\frac{L}{l} = 1,35, \quad \frac{1}{h} = 2,03$

$$k' = \frac{1,35 - 1}{2 - 1} = 0,34$$

Placé dans le diagramme de Flinn, cette valeur du paramètre indique une déformation en aplatissement (fig. 18).

Nous remarquerons cependant que les conglomérats de cet exemple sont situés au même endroit stratigraphiquement que les conglomérats de l'exemple précédent, et sont en quelques sortes une variation "verticale" de lithologie.

On peut donc penser que ces deux conglomérats ont subi les mêmes contraintes, et qu'ils devraient montrer un même type de déformation.

Il faut sans doute voir là l'expression du caractère même du conglomérat : dans le premier exemple la matrice était très réduite, dans le cas présent c'est le contraire. On peut supposer ici que c'est la matrice qui absorbe la plus grande partie de la déformation. On voit en effet en lame mince que le ciment a totalement recristallisé, les galets étant peu fracturés ou peu recristallisés. On aurait là un "effet de matrice", avec déformation principale du conglomérat par dissolution - recristallisation du ciment; l'aplatissement des galets peut alors être imputé à leur forme originelle, lors de leur mise en place dans le conglomérat ; la valeur de l'étirement ainsi calculée est donc faussée, tout au plus pourra-t-on en garder la direction.

3d2 - Les conglomérats de l'Unité du Roignais-Versoyen : les mesures ont été effectuées

dans le conglomérat qui affleure au niveau des Combes, dans l'anticlinal de Crêt Bettex (fig. 7). Les éléments sont de taille centimétrique à décimétrique, et la matrice calcaire y est prédominante; l'étirement apparent est toujours N040.

L'élément moyen calculé à partir des mesures, présente les caractéristiques suivantes :

- section perpendiculaire à l'allongement :

. largeur parallèlement à $S_2 = 2,55 = l$

. largeur perpendiculairement à $S_0 = 1 = h$

- section parallèle à l'allongement et perpendiculaire à S_2 :

. longueur = $3,44 = L$

. hauteur = $1 = h$

$$d'où : \frac{L}{l} = 1,35 \quad , \quad \frac{1}{h} = 2,55$$

$$k'' = 0,23$$

On a là aussi un indice de déformation apparente en aplatissement (fig. 18).

Il est tout à fait marquant pour ce conglomérat de l'Unité du Roignais - Versoyen qu'on ait sensiblement la même valeur de déformation que pour le conglomérat du deuxième exemple de l'Unité de Moûtiers. On gardera donc les mêmes remarques quant à "l'effet de matrice"; peut-être peut on tout de même reconnaître une légère évolution du type de déformation : de l'allongement en constriction pour l'Unité de Moûtiers, à de l'aplatissement dans l'Unité du Roignais-Versoyen (fig. 18), avec comme meilleure définition du style de déformation le conglomérat à matrice réduite.

3e - Conclusion sur les allongements de phase II :

On a vu, tant avec les minéraux qu'avec les galets de conglomérats, que l'allongement de phase II est parallèle aux axes de plis P2. On peut donc admettre en toute hypothèse une déformation en "rouleaux" dans une zone de cisaillement horizontal pour l'explication de ces plis (fig. 19).

Un tel modèle ne va pas sans difficulté, en raison notamment du très fort étirement parallèlement aux axes de plis N040 ($k \approx 2,5$). On ne peut en effet admettre un allongement aussi grand des unités parallèlement à la chaîne, et on doit alors faire réagir d'autant la matrice des conglomérats pour compenser l'étirement des galets.

4 - Les grands contacts de phase II :

Il est d'usage d'attribuer à la phase synschisteuse donnant les plis couchés au Nord-Ouest (phase II) la mise en place des grandes unités structurales. Nous verrons dans la description de différentes structures qu'il ne faut cependant pas négliger la part des rejeux tardifs sur l'agencement actuel de

ces unités.

Nous retiendrons cependant le découpage des grandes unités comme s'étant fait lors de la phase II :

. les contacts majeurs (entre Delphino-Helvétique et Unité de Moûtiers, Unité du Roignais-Versoyen et Zone briançonnaise) sont des plans pentés de 30 à 40° au SE empruntant la schistosité S2.

. Les contacts à l'intérieur de l'Unité de Moûtiers, et entre les Unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen tendent à être un peu plus pentés, et recoupent la S2.

On aura noté aussi la séparation en deux zones de l'Unité du Roignais-Versoyen :

- la zone à plis P2 N040

- la zone à plis P2 N150 à N170 (fig. 14),

un contact secondaire, mais de phase II, y sera associé (description plus loin).

5 - Conclusion

La phase II est caractérisée par des déformations souples, postérieures à la foliation régionale. La schistosité S2 est une crénulation plan axiale des plis subisoclinaux qui déterminent la structure générale de la région.

Les allongements parallèles aux axes de plis permettent d'avancer l'hypothèse que la déformation s'est faite "en rouleaux", avec constriction perpendiculaire aux axes de plis.

Les grands contacts structuraux sont dans doute essentiellement de phase II.

D - La phase III :

La phase III est caractérisée par des structures très constantes d'une unité à l'autre :

1 - La schistosité S3 : fig. 20 :

La schistosité S3 est de même type que la schistosité S2 : c'est une schistosité de crénulation ("strain slip cleavage"), cependant un peu plus fruste, plus espacée (0,1 à 2mm), (fig. 21, photos 7 et 8).

A l'affleurement on la distingue de la schistosité S2 par son pendage toujours très fort (voisin de la verticale); sa direction est très constante sur toute la région : elle reste voisine de N020.

La schistosité S3 est souvent mal exprimée (voire pas du tout) dans les niveaux calcaires. On voit là aussi un effet de recristallisation de la calcite.

2 - Les plis P3 : fig. 22 :

La schistosité S3 est plan plan axial de plis P3, qui sont en général des ondulations, plus rarement des plis concentriques très ouverts, ou des plis en chevrons (fig. 23, photo 2).

Ils sont d'échelle millimétriques (bandes de pliage) à hectométriques. On peut considérer en effet les anticlinaux de Pont-St-Antoine et de Crêt Bettex comme des plis P3 repris tardivement (cf. exposé plus loin.)

La direction des plis P3 est N010 à N030, et provoque souvent la confusion avec les plis P2 N040.

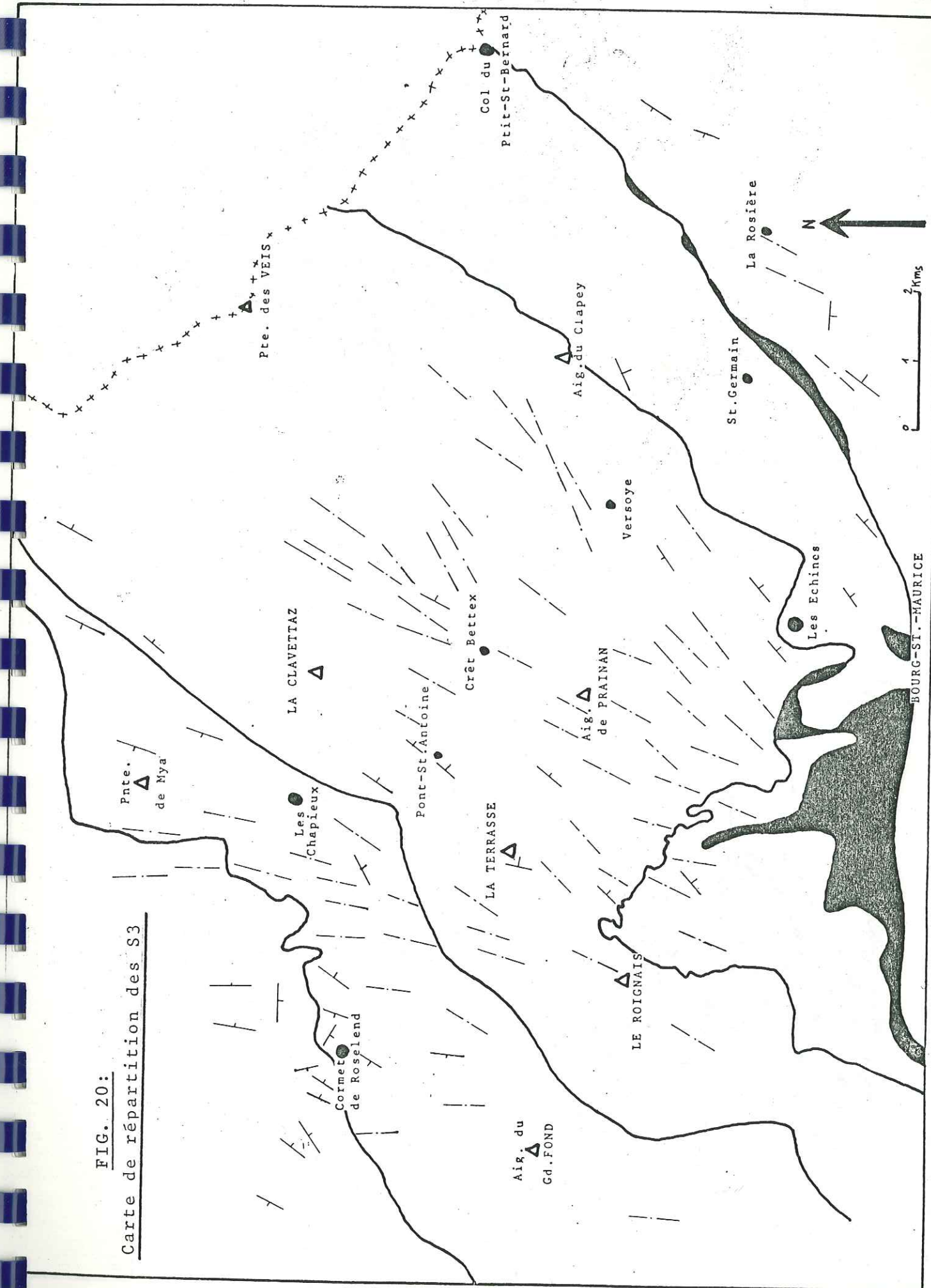
3 - Les linéations L3 :

3a - Les linéations de crénulation et d'intersection S2 - S3 : L'intersection des deux schistosités de crénulation S2 et S3 est bien marquée par de très fines cannelures sur S2, parallèles aux axes de plis P3 (qui eux ne sont pas toujours bien visibles).

Lorsque les plis P2 et P3 sont coaxiaux, la distinc-

FIG. 20:

Carte de répartition des S3



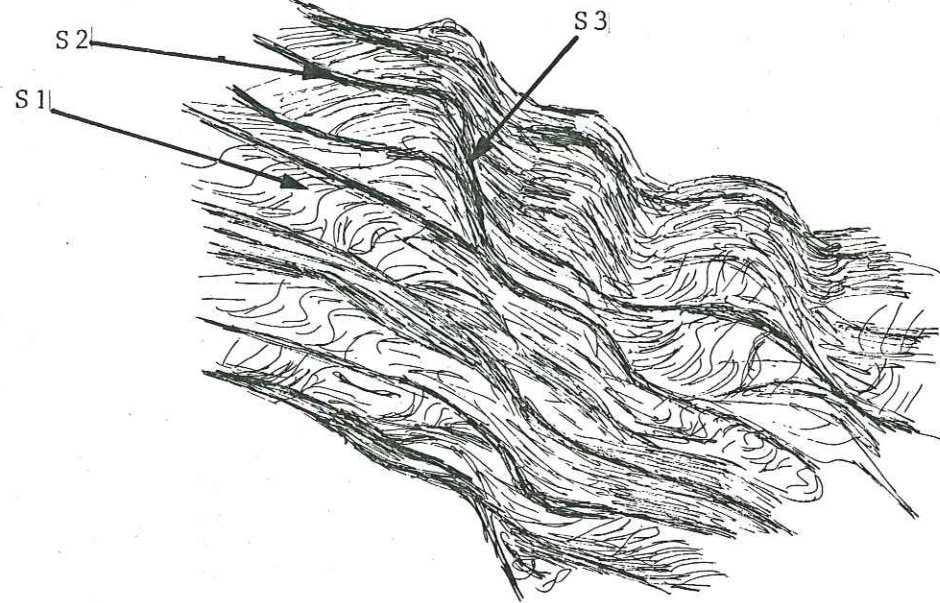


FIG. 21: -Schistosité S3-

FIG. 22: -Plis P3-

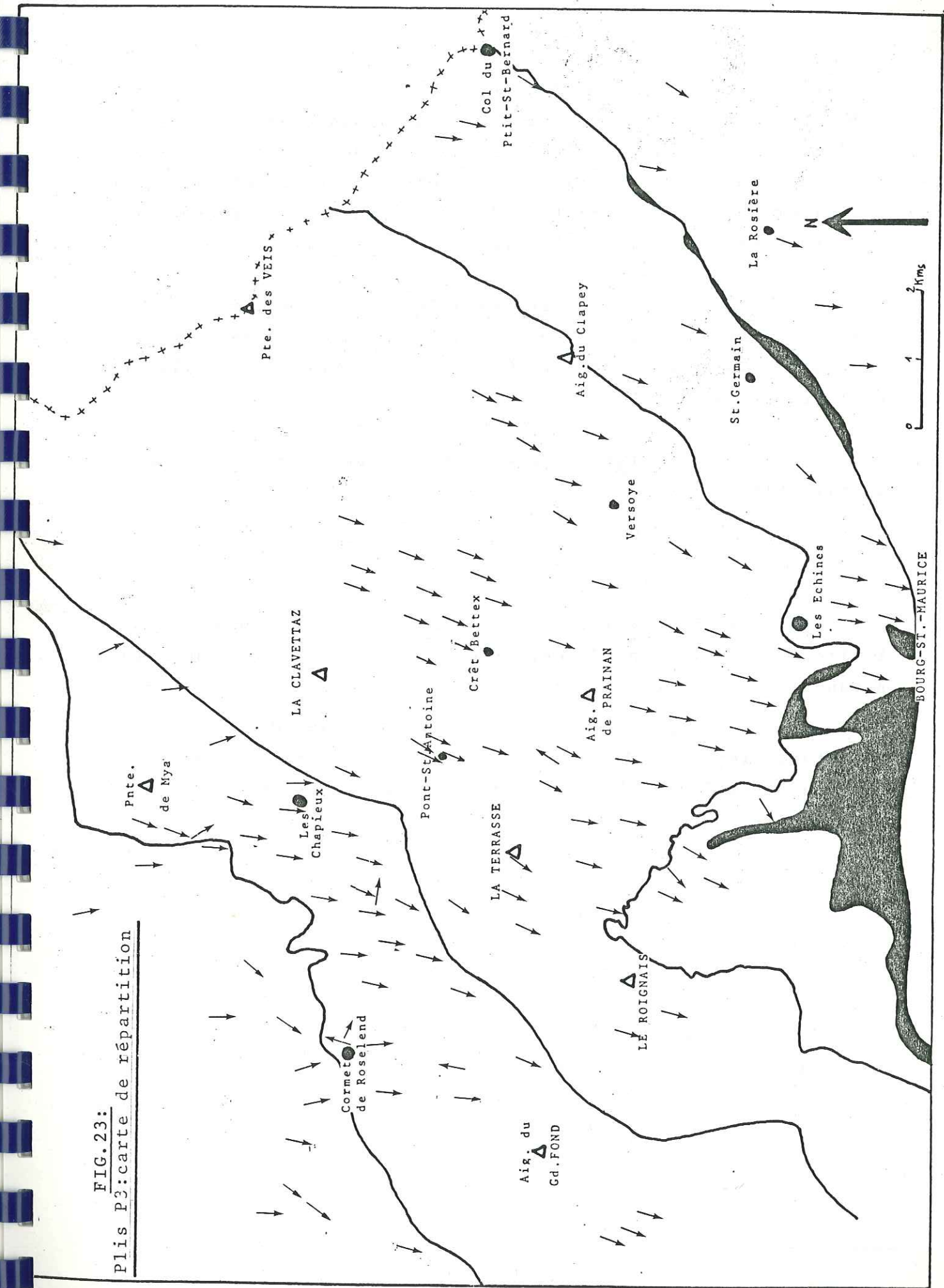
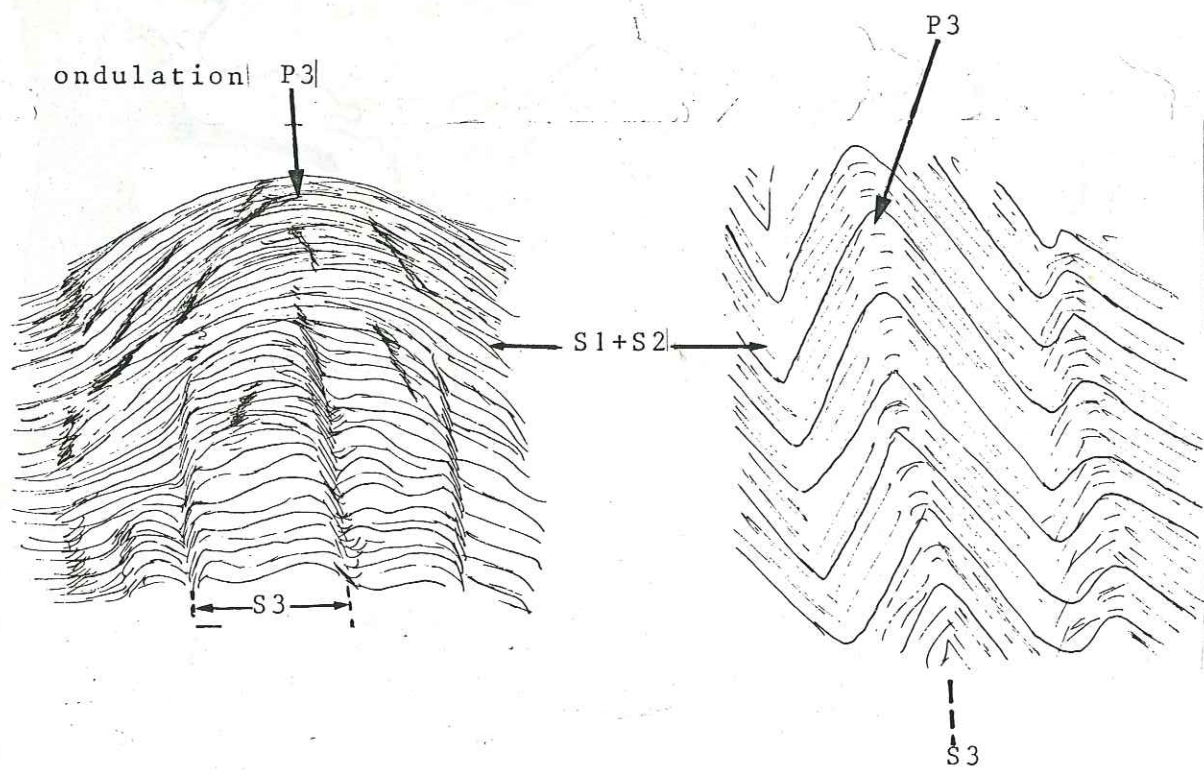


FIG. 23: Plis P3: carte de répartition

tion entre les linéations d'intersection L2 et L3 devient impossible. Elle est par contre tout à fait évidente dans les cas où les plis P2 sont de direction N170. L'angle entre les deux linéations est alors suffisant pour observer très nettement la postériorité de linéation L3 N020, de direction constante sur les deux flancs des plis P2 : (fig. 24; photo 1).

3b - Les cristallisations de phyllites : les cristallisations de phyllites liées à la phase III ne sont pas évidentes. On observe une fréquente réorientation des phyllites de la phase II.

3c - Les allongements : aucun allongement n'est attribuable à cette phase.

4 - Conclusion

La phase III est bien individualisée, avec une schistosité de crénulation S3 subverticale associée à des ondulations. Aucun allongement n'y est associé.

Cette phase marque ainsi un net changement du style de déformation de la région : la schistosité passe de subhorizontale à verticale, le plissement souple disparaît.

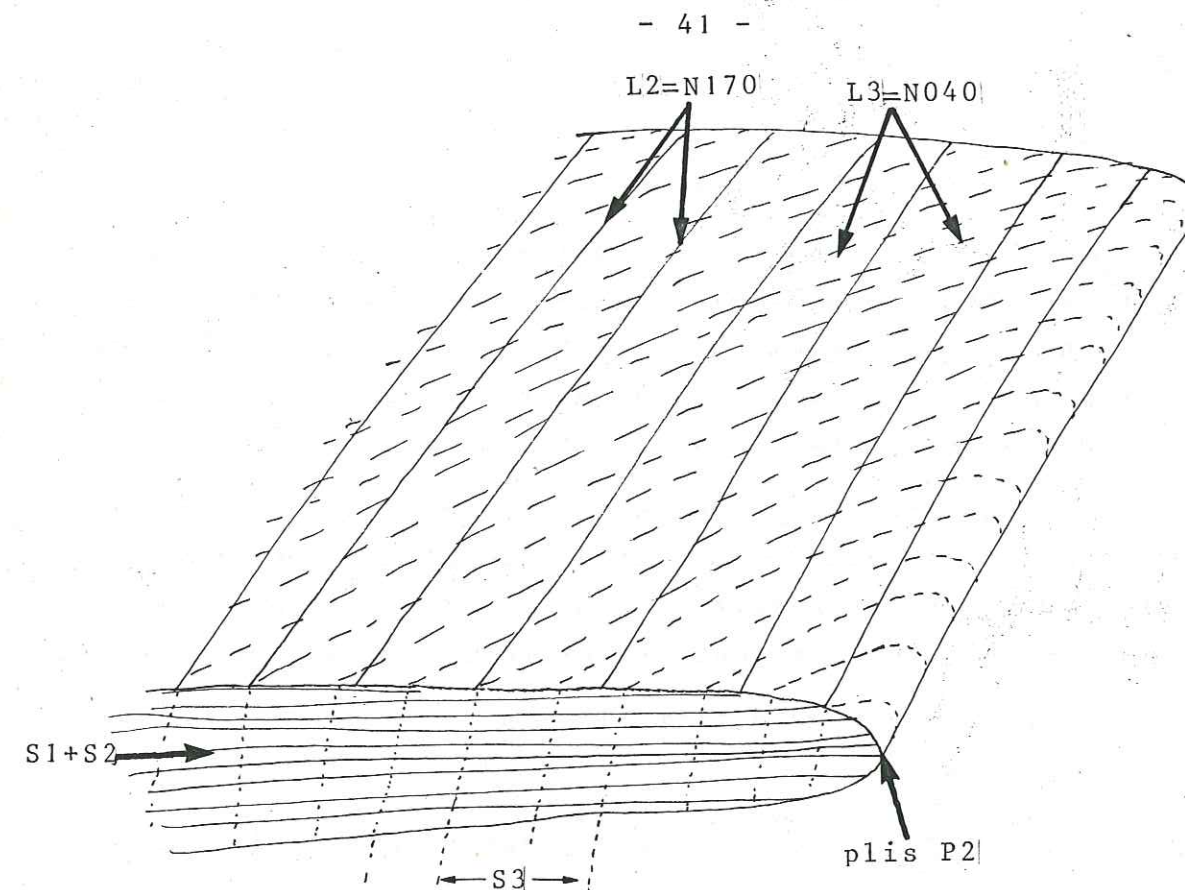


FIG. 24: -Linéations L3 sur pli N170-

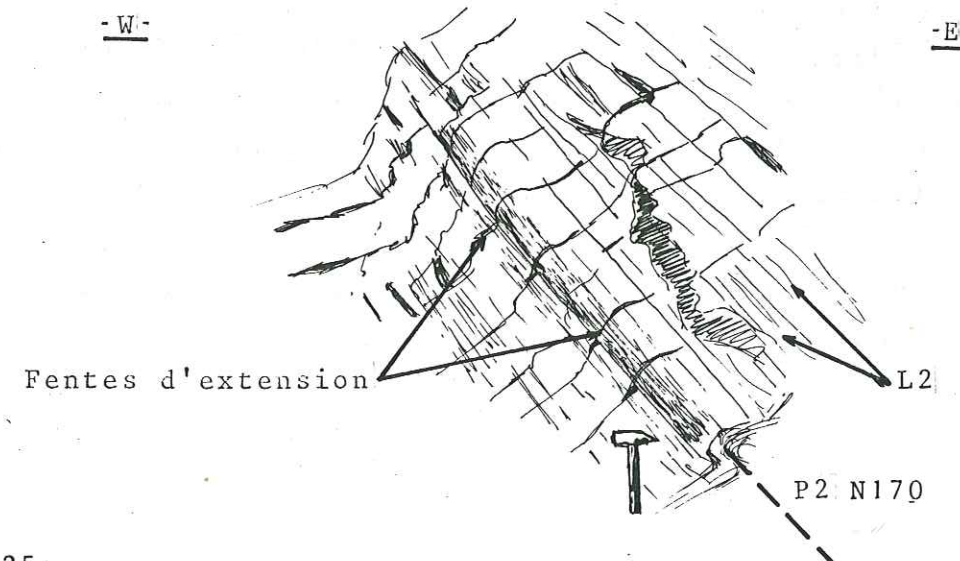


FIG. 25:
-fentes d'extension à recristallisation de calcite dans le flysch-

E - Les phases tardives :

Nous regrouperons dans les phases tardives toutes les expressions tectoniques postérieures à la phase III; ce sont des phases non associées à une schistosité; on peut cependant avoir des ondulations qui localement s'accompagnent d'une fracturation fruste de plan axial.

Ces différentes phases caractérisent des déformations de style superficiel, essentiellement rupturales. Leur chronologie relative n'est pas facile à établir, et il ne faut pas exclure la possibilité de structures différentes mais synchrones.

Nous retiendrons à titre indicatif :

Phase IV A : la plus importante des phases tardives :

- Ce sont de grandes ondulations et même de grands plis concentriques $\approx$ N040 de taille déca à kilométrique, qui évoluent en plis-fracture.

- Ce sont aussi des rejeux sur la schistosité S2 en faille inverse.

Phase IV B : surtout bien exprimée dans l'Unité du Petit-St-Bernard par des ondulations $\approx$ N150 décamétriques, on y associera les plis en chevrons et kinks de direction N100 à N150, de taille centimétrique à décamétrique.

Phase IV C : c'est la phase "d'extension relative", à laquelle j'associe des fentes d'extension N050 à E-W (fig. 25, photo 3), des boudinages, et certains rejeux en faille normale (cristallisations associées).

Phase IV D : c'est le réseau de fractures N110 à N130 qui hache la région.

D - Le métamorphisme : un métamorphisme de type "schistes verts" est présent sur toute la région étudiée, obli-
térant les faciès pétrographiques primaires par des recrystal-
lisations de calcite et de quartz, des néoformations d'albite,
de séricite, de chlorites. Les éventuels vestiges organiques
sont effacés ou rendus méconnaissables.

La paragenèse commune des calcschistes est :

- calcite
- quartz
- chlorite
- micas blancs
- albite

La "pauvreté" en minéraux propres à une étude détail-
lée du métamorphisme nous limite à la description suivante :
fig. 26.

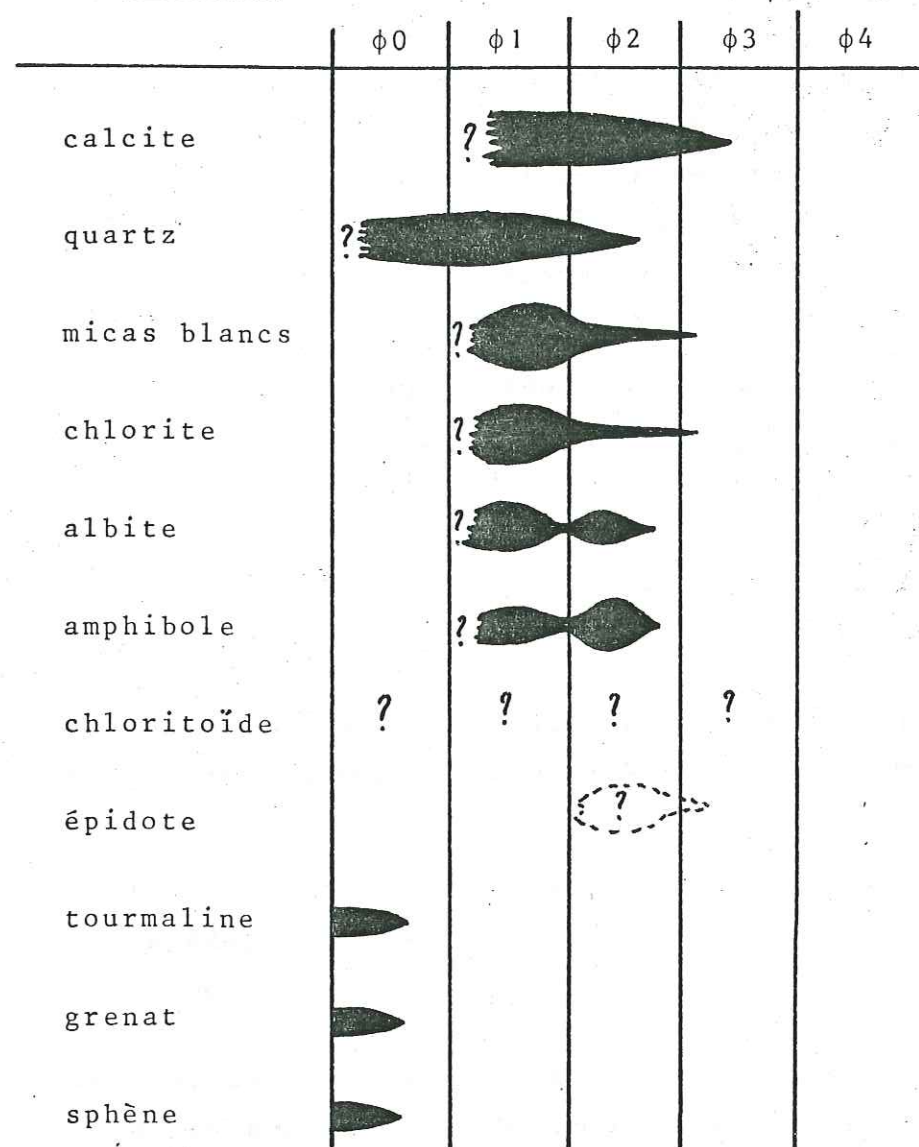
1 - La calcite présente dans la plupart des séries
du Trias moyen au flysch p.p.d.; elle recrystallise à chaque
épisode tectonique synschisteux.

2 - Le quartz : le quartz détritique est présent des
séries houillères aux séries flysch p.p.d. Il est sous forme
de grains fins dispersés dans une matrice calcaire ou schisteu-
se, en grosses amandes dans les quartzites du Permo-Trias, ou
formant les quartzites massifs du Werfénien. Son comportement
sera bien sûr différent face aux contraintes tectoniques en
fonction de la matrice et de la taille des grains :

- grains $< 1\text{mm}$: les petits grains dispersés dans
une matrice sont peu touchés par les déformations (effet de ma-
trice); il est donc difficile de dire s'ils ont ou non recrís-
tallisé. Dans les quartzites Werfénien, les grains semblent
avoir recrystallisé lors de la phase I, voire de la phase II,
avec un léger aplatissement marquant la schistosité S2. La schis-
tosité S3 s'exprime de manière fruste par des fractures, donc
sans recrystallisation de quartz.

Chronologie des cristallisations:

FIG. 26:



- grains moyens : $1\text{mm} > \text{taille} > 1\text{cm}$: ces grains ont tendance à se briser lors de la phase II, avec un faible arrangement marquant la schistosité S2. La schistosité S3 s'exprime toujours par des fractures.

- Gros grains : $\text{taille} > 1\text{cm}$: les amandes de quartz du Permo-Trias montrent des cristallisations orientées ("fabriques de quartz") malheureusement inexploitable car elles sont anté-alpines; le métamorphisme alpin dans notre région n'est pas assez fort pour effacer ces orientations à l'intérieur des amandes.

La phase II s'y exprime cependant fort bien, et forme des bandes de cisaillement créant des sous-grains qui marquent la schistosité S2, souvent associées à des bandes de pliage (fig. 27, photo 13).

3 - Les micas blancs :

Phase I : ce sont les minéraux soulignant le mieux la schistosité S1; ils sont presque partout parallèles au microlitage stratigraphique.

Phase II : des micas de phase II plus gros apparaissent parfois dans les décollements créés par la schistosité S2, notamment lorsque la S2 transpose la S1, ainsi que dans les fentes de tronçonnement syn à post phase II. Ils ont en général une orientation préférentielle marquée.

Phase III : de rares petits micas blancs peuvent se former le long des surfaces S3.

4 - La chlorite : elle est présente partout et étroitement associée aux micas blancs.

5 - L'albite : très présente dans les roches vertes du Versoyen, on la trouve dans presque tous les faciès considérés :

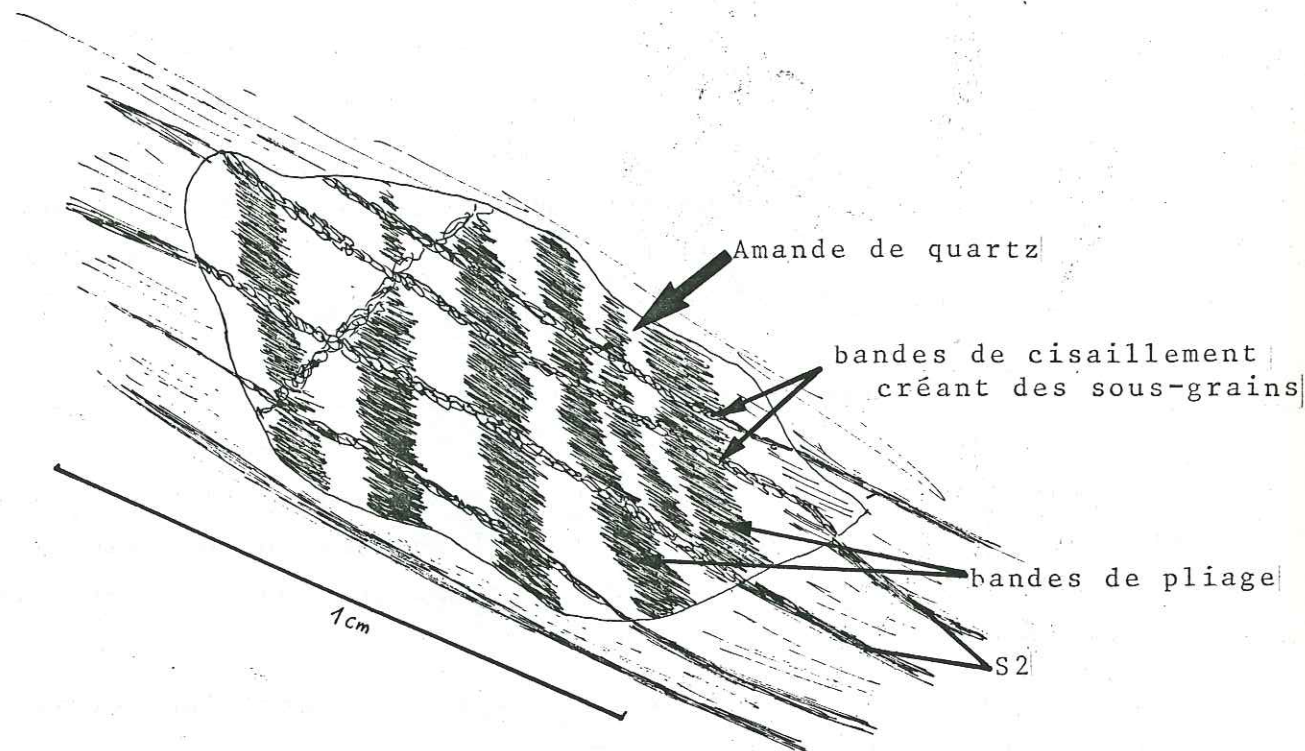


FIG. 27:
-Amande de quartz du Permo-Trias affectée par la phase II-
(lumière polarisée)

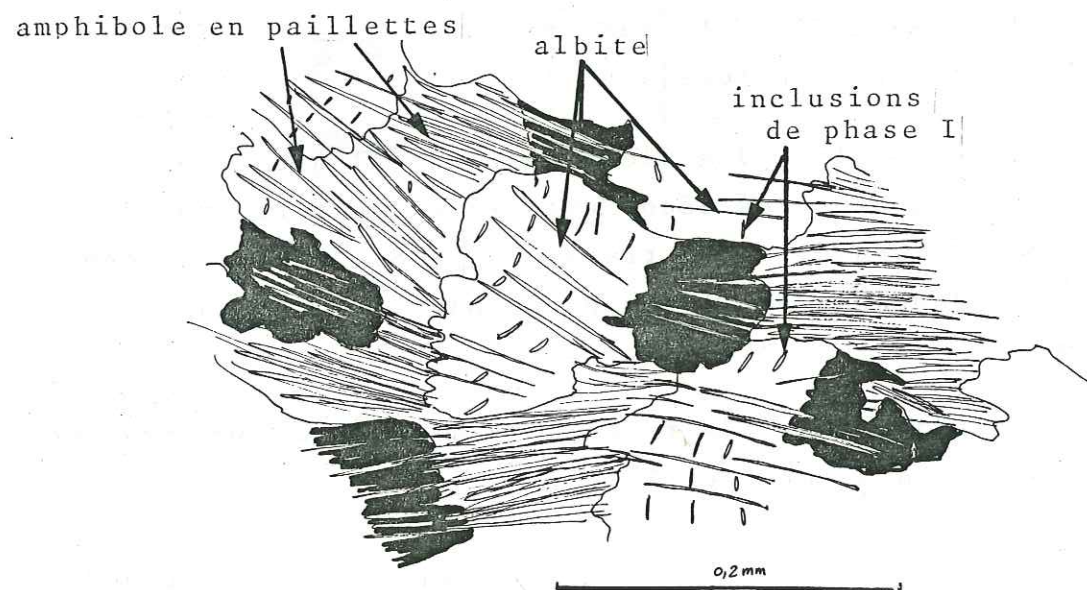


FIG. 28:
-Cristaux d'albite dans les roches du Versoyen-
(lumière polarisée)

- en gros cristaux xénomorphes dans les roches vertes du Versoyen : à inclusions hélicitiques (actinote, épidote: J.L. LASSERRE-C. LAVERNE, 1976)

pouvant être attribuées à phase I. Ces gros cristaux sont traversés de néoformations de phyllites et paillettes d'amphibole de Phase II marquant la schistosité S2 : on peut donc les admettre comme post phase I, anté phase II, fig. 28, photo 12.

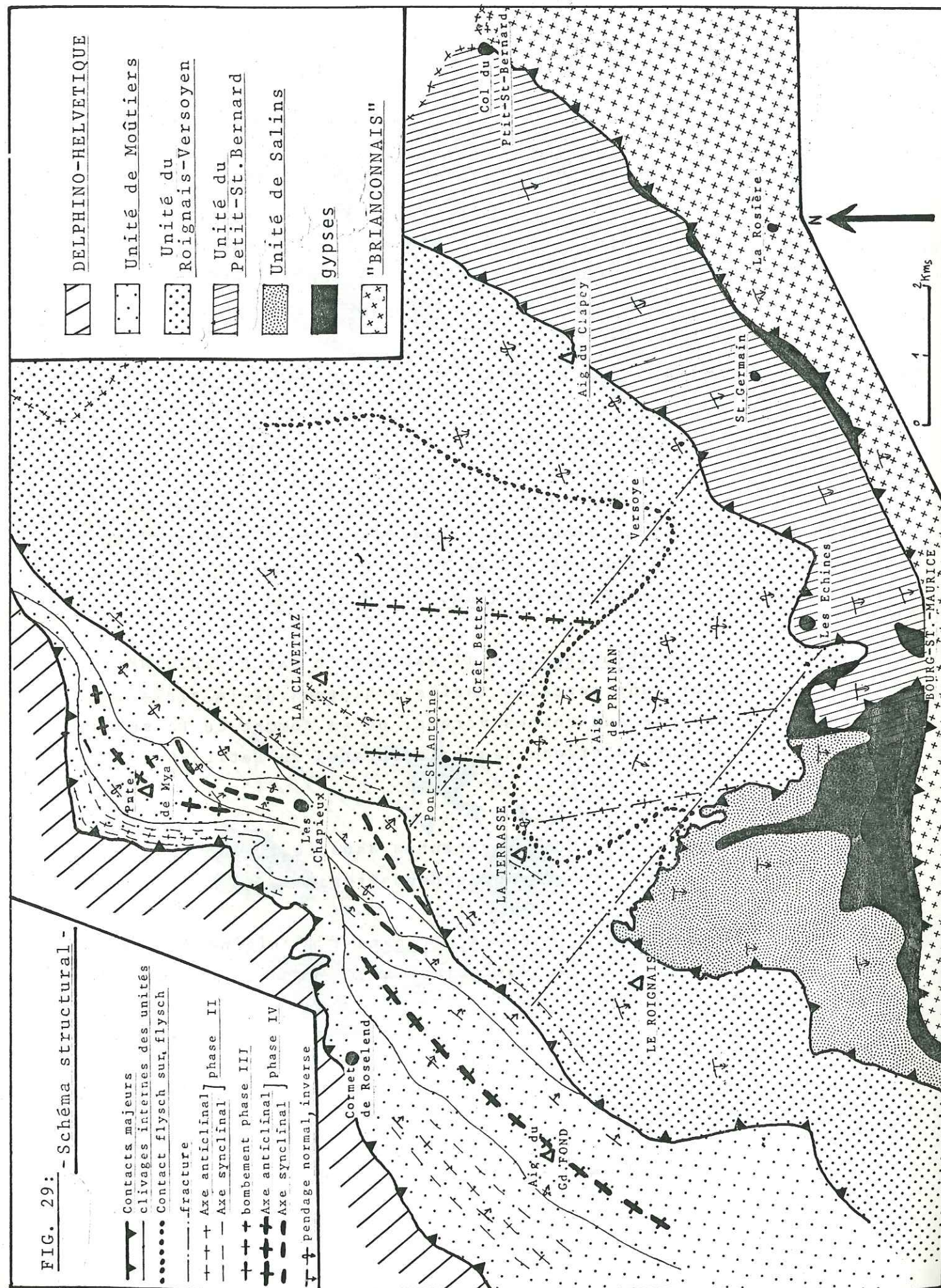
- en petits cristaux dans les autres séries : montrant aussi parfois des inclusions de phase I, mais semblant pour la plupart recrystalliser lors de la phase II.

6 - L'amphibole : omniprésente dans les roches vertes du Versoyen, on la trouve en fines paillettes de phase I en inclusions dans les albites, et recrystallisée lors de la phase II, marquant la schistosité S2 (fig. 28, photo 12).

7 - Le chloritoïde : il est décrit par P. ANTOINE occasionnellement dans certains faciès schisteux de la série du Versoyen, associé aux roches vertes, ou au sommet de la série, ainsi que dans un niveau des calcschistes du Petit-St-Bernard.

8 - Les Epidotes : présentes dans le flysch s.s., sous forme xénomorphe; elles sont cependant rares.

9 - Tourmaline, sphène, grenats : d'origine détritique, ils se comportent comme des objets antétectoniques, et sont fracturés et tronçonnés, photo 9.



III - ANALYSE STRUCTUROLOGIQUE ET CINEMATIQUE : Fig. 29 : schéma structural.:

Notations : Les projections stréréographiques sont effectuées sur canevas de Wulff, dans l'hémisphère inférieur. Chaque point correspond en général à une station.

A- L'Unité de Moûtiers : fig. 30 :

Au contact avec le "Delphino-Helvétique", on peut la schématiser par trois ensembles parallèles à la chaîne alpine :

- le domaine des "plis externes", présentant une suite de plis très serrés, écaillés, où affleure le "flysch" pour l'essentiel.

- un secteur intermédiaire montrant un anticlinal permotriasique surmonté des Brèches du Grand-Fond, puis d'une épaisse série de "flysch" (s.l.).

- un secteur interne ne montrant que des séries écaillées antérieures au "flysch" (s.l.), bordant l'Unité du Roignais-Versoyen.

1 - Méthode d'étude de cette unité :

L'aspect peu cohérent des structures de cette unité, le grand nombre de fracturations de toutes directions et de tous genres, la chronologie incertaine de ces fracturations, ont fait que sur le terrain l'Unité de Moûtiers a été étudiée en dernier, après que les phases synschisteuses et postérieures aient été définies dans le secteur relativement beaucoup moins tectonisé qu'est l'Unité du Roignais-Versoyen. Pour la clarté de l'exposé je décrirai cependant la Zone des Brèches de Tarentaise des domaines "externes" vers les domaines "internes". Seules quelques structures particulières de l'Unité de Moûtiers seront décrites afin d'en tirer une vue globale de la déformation de cette zone.

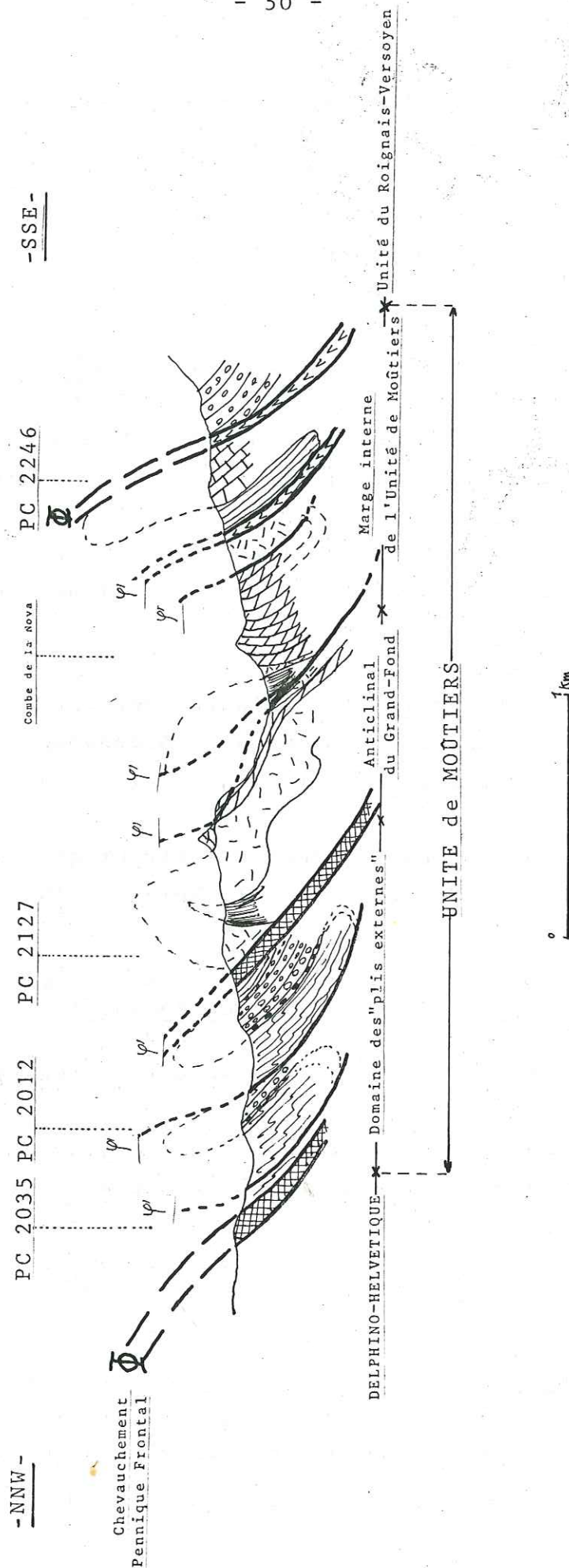


FIG. 30:

-Coupe de l'Unité de Moûtiers-
(d'après S. FUDRAL)

2 - Le domaine des "plis externes" :

C'est le flysch s.l. qui affleure pour l'essentiel, chevauchant au Nord l'Unité Delphino-helvétique ("Chevauchement Pennique Frontal", souligné par des alignements de cagneules).

Une série de mesures a été effectuée dans le flysch p.p.d. entre le Cormet de Roselendet les Chapieux; plusieurs faits en ressortent : fig. 31 :

- tout d'abord la grande dispersion des microstructures.

- Les P_2 et les L_2 : ils sont parallèles aux allongements de phase II;

on retrouve une famille de $L_2 \sim N035$ à plongement variant du SW au NE : on doit voir là des dispersions sur la S_2 par glissements feuilletés sur feuilletés, et une famille mal définie $N \sim 140$ devant correspondre aux séries inverses du flysch.

- Les L_3 : les linéations L_3 sont dispersées préférentiellement sur deux plans :

un plan $\sim N010-90$, qu'on assimilera à la S_3 .

un plan $\sim N070-30$ SE, qu'on assimilera à la S_2 .

- Les S_2 et les S_3 semblent dispersées de façon diffuse autour d'un axe $N140$ à 180 plongeant 30 degrés au sud.

- Certaines microstructures présentent des directions totalement anarchiques.

On retiendra que ce domaine des plis externes est fortement touché par une ou plusieurs phases tardives à la phase III. On observe des rejeux sur la schistosité S_2 et sur la schistosité S_3 , ainsi que des ondulations $N140$ à $N180$ intéressant les S_2 et S_3 .

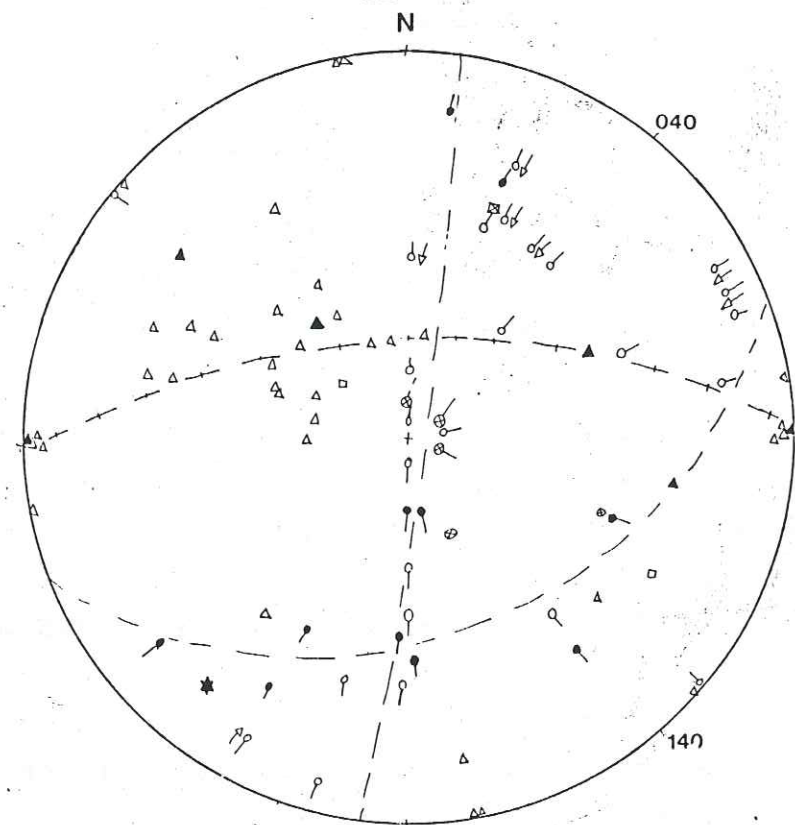
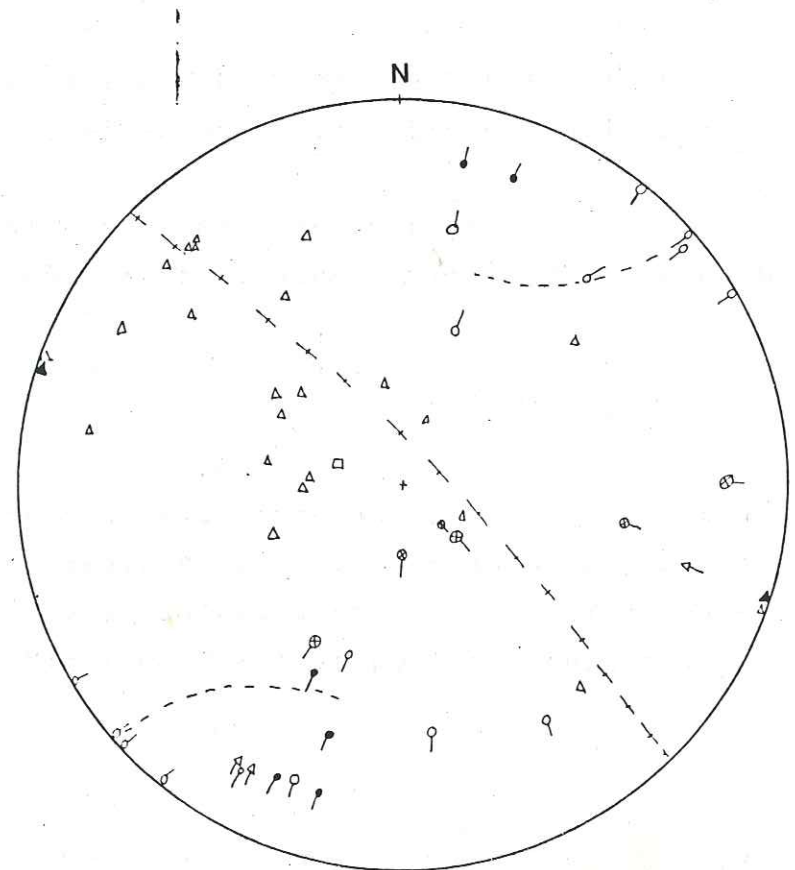


Fig. 31

- | | |
|---------------------|---|
| □ S ₀ | ○ P ₂ |
| ▣ S ₁ | ● P ₃ |
| △ S ₂ | ⊙ P ₄ |
| ▲ S ₃ | ----- Plan de dispersion des linéations |
| ▣ S ₄ | + + + + Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 32



D'autre part il faut signaler au proche contact avec l'Unité Delphino-helvétique certaines verticalisations de la schistosité S_2 , ainsi que la présence de petits plis en forme de champignon qui peuvent être expliqués par des torsions de schistosité dans une zone cisailante.

3 - L'anticlinal du Grand Fond (ou domaine Portetta - Grand-Fond) :

L'ossature Permo-Triasique du Massif du Grand Fond présente la forme d'un anticlinal de direction N045 à N050 dans le secteur étudié. Nous avons vu que cette direction de plissement est typique de la phase II. Les mesures de terrain faites sur le substratum et le flysch sur les deux flancs de l'anticlinal (du Col de Bresson à la terminaison NE du massif) nous porte cependant à envisager une tectonique bien postérieure à la phase II : fig. 32 :

- on voit nettement la schistosité S_2 dessiner l'anticlinal, donc S_2 lui est antérieure.

- les linéations L_2 sont assez dispersées en partie par les plis P_3 (petit cercle).

- les L_3 prennent des plongements vers le Nord dans le flanc Nord de l'anticlinal au niveau de l'Aiguille du Grand Fond, semblant ainsi "mouler" la structure.

Ceci nous permet d'attribuer en grande partie tout au moins le plissement de direction N045 donnant l'anticlinal du Massif du Grand Fond à une phase postérieure à la phase III.

Les linéations L_3 marquent une dispersion tardive très semblable à la dispersion des L_2 . D'autre part l'anticlinal du Grand-Fond n'est qu'un grand bombement N040 à N050 à plan axial à peu près vertical qui se pince vers le NE (dans notre région) pour prendre un déversement au Nord-Ouest. Ce style de plissement n'a rien à voir avec le plissement subsoclinal couché de phase II.

Les collapses structures et les diverticulations décrites par S. FUDRAL, bien visibles sur l'Aiguille du Grand Fond, peuvent être dues à la même phase tardive. Ne m'étant pas rendu sur l'Aiguille du Grand Fond, ceci ne restera qu'une hypothèse de travail).

4 - La marge interne de l'Unité de Moûtiers :

Ce domaine comprend les écailles du Col oriental du Grand Fond, du PC 2275 (dans la Combe de la Nova), du Sud de la Fauge (PC 2053) et de Crêt Baudin. Seul le "substratum" y affleure. Les couches schisto-gréseuses du Houiller jouent un rôle important dans le déplacement de ces écailles. Les microstructures relevées dans chacune de ces écailles sont tout à fait comparables.

Nous étudierons particulièrement "l'écaille de la Fauge", qui présente une disposition en synclinal pincé (fig. 33, photo 19) de direction N040.

H. SCHOELLER y décrit la série suivante :

- les quartzites du Permo-Trias.
- des schistes gris satinés ou verts alternant avec des bancs de dolomies de 2 à 5 cm d'épaisseur, formant les couches de passage aux quartzites.
- des dolomies noires (15m), grises (15m), calcaires et dolomies en très gros bancs, des calcaires finements cristallins semblables à ceux du lias.
- des cargneules terminent la succession.

C'est bien sûr dans les quartzites et les schistes qu'ont été faites les mesures microtectoniques :

. Flanc normal : fig. 34 A :

- les linéations L_2 et L_3 sont dispersées sur la S_2 moyenne.

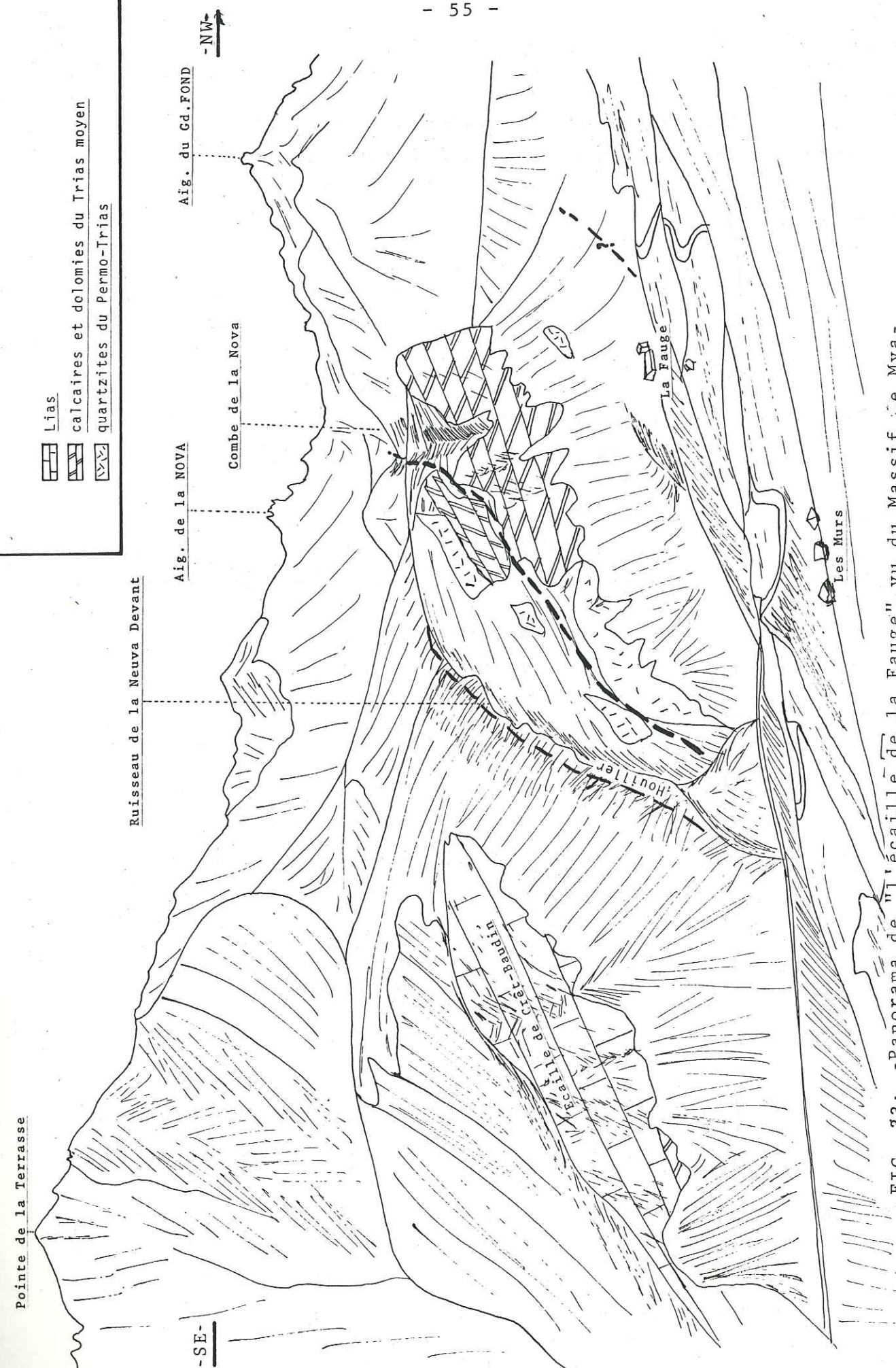


FIG. 33: -Panorama de "l'écaille de la Fauge", vu du Massif de Mya-

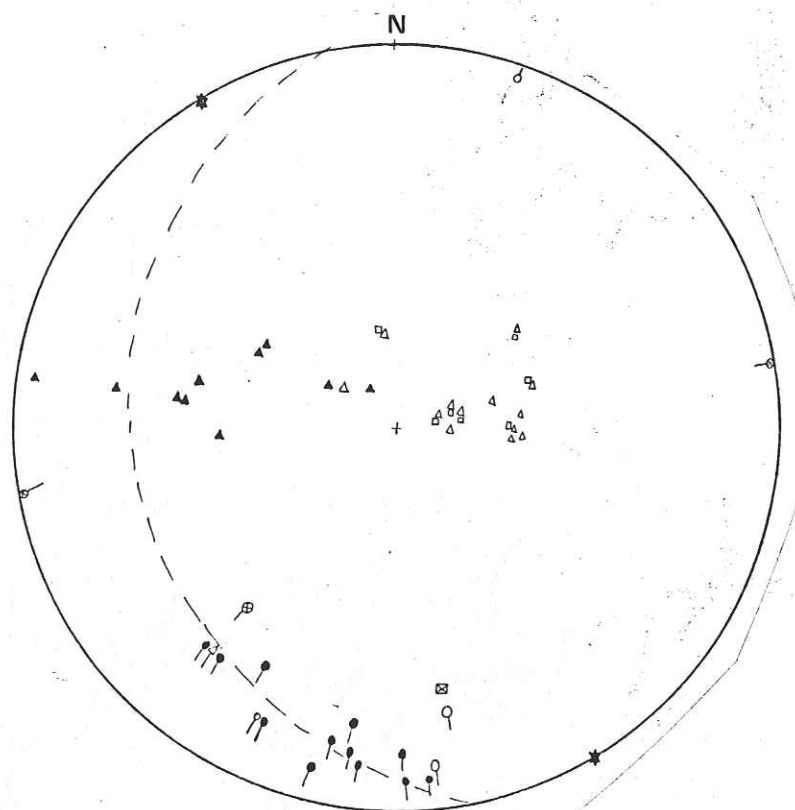
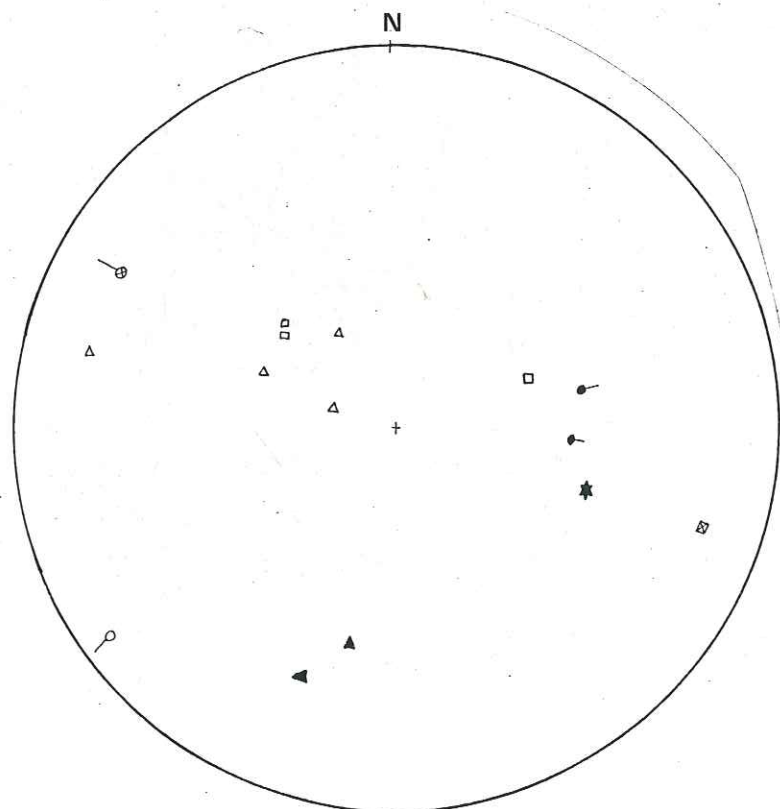


Fig. 34 A

- | | |
|---------------------|------------------|
| □ S ₀ | ○ P ₂ |
| ▣ S ₁ | ● P ₃ |
| △ S ₂ | ⊙ P ₄ |
| ▲ S ₃ | ---- |
| ▣ S ₄ | ++++ |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 34 B



- les S₂ sont peu dispersés.
- les S₃ décrivent les variations de lithologie (réfraction de schistosité) nettes à l'affleurement.

. Flanc inverse : fig. 34 B :

- Toutes les microstructures de phase II et III apparaissent tournées en bloc de 70° de façon senestre autour d'un axe N065-40E par rapport aux microstructures de flanc normal.

Cet exemple est d'importance car il marque bien que l'écaillage de type "la Fauge", et sans doute de toute la marge interne de l'Unité de Moûtiers, s'est fait, ou tout au moins à fortement rejoué, postérieurement à la phase III.

5 - Le Massif de la Pointe de MYA :

Ce massif comprend deux ensembles structuraux majeurs : fig. 35, photo 14 :

- une zone de plis isoclinaux externes, où la série "flysch" est prépondérante.
- l'écaillage de la pointe de MYA permo-triasique et triasique, présentant du NW au SE :
 - . un anticlinal à coeur permotriasique et à enveloppe du Trias moyen.
 - . un synclinal de Trias moyen.
 - . une écaillage de Permo Trias en position inverse (écaillage de Séloges).

Les différentes séries sont biseautées et se lami-
nent vers le Nord Est. Ce biseutage, et le contact peu penté
avec l'Unité Delphino-Helvétique (≈ 25 degrés au Sud-Est) font
du Massif de la Pointe de Mya une sorte de lambeau de poussée
au front de l'Unité du Roignais-Versoyen.

Etude microtectonique :

5a - la zone des plis externes : fig. 36 :

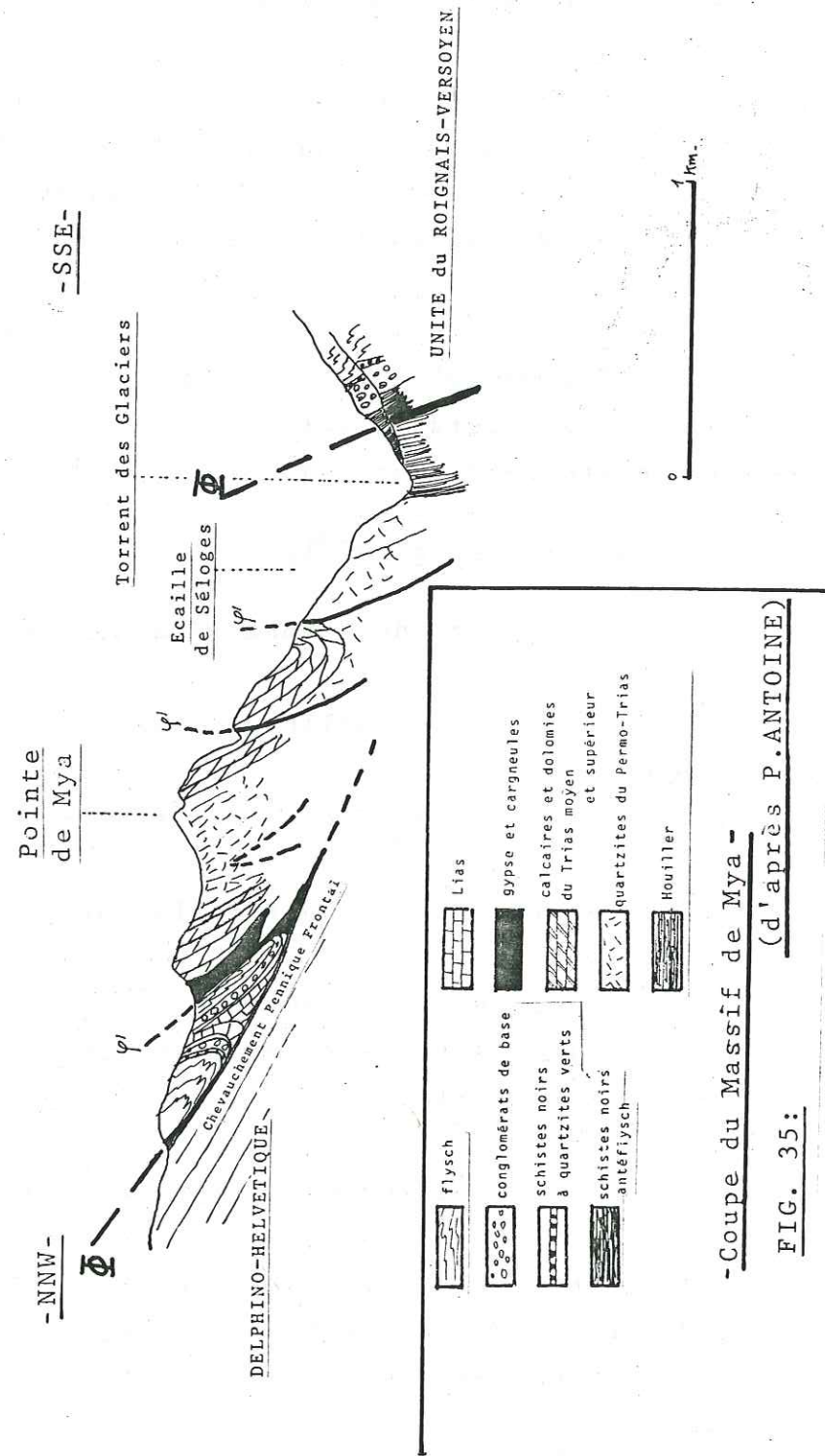
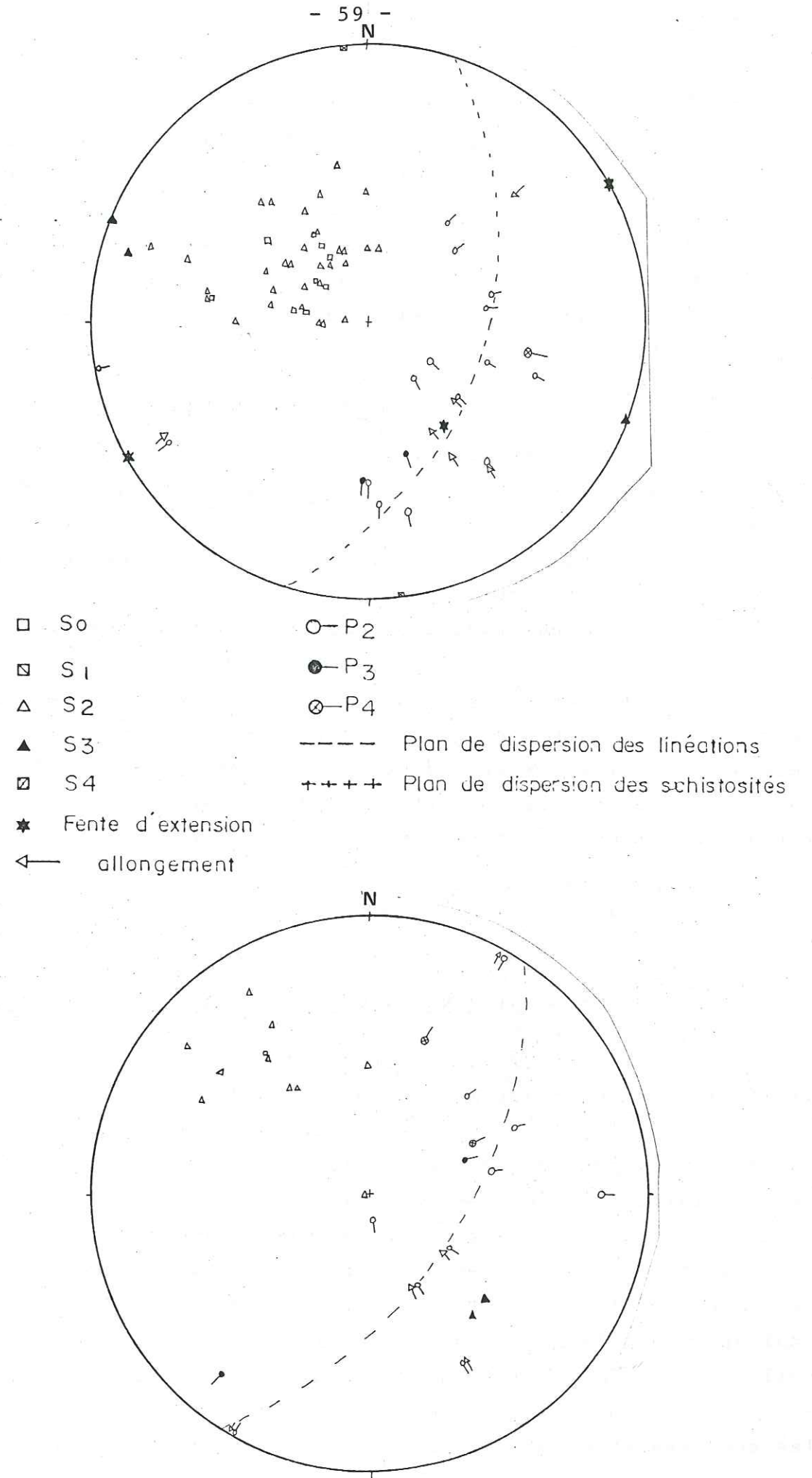


Fig. 36

Fig. 37



- on note la faible dispersion des pôles de S_2 le plongement étant toujours au Nord-Est;
- les linéations L_2 sont réparties sur la S_2 moyenne.

On doit voir ici essentiellement un rejeu "feuillets sur feuillets" sur la S_2 syn à post S_2 , aucun pli P_2 courbe n'ayant été observé, qui pourrait expliquer la dispersion des linéations L_2 .

5b - 1'écaille de la Pointe de MYA : fig. 37 :

Les mesures ont été faites essentiellement sur les niveaux permotriasiques de l'anticlinal de la Pointe de MYA et sur l'écaille de Séloges :

- on remarque en particulier les dispersions des microstructures de phase II.
- la schistosité S_3 est en position anormale.

Il ressort de l'étude du Massif de MYA (bien que les résultats ne soient pas très nets) principalement que les directions des microstructures de phase II (linéations L_2) et de phase III ont été fortement perturbées par un rejeu des structures, des plans de schistosité S_2 en particulier.

6 - Conclusion à l'étude de l'Unité de Moûtiers :

Il apparaît que toutes les microstructures de phase II et III ont fortement été remaniées tardivement :

- le rejeu se fait en général sur la schistosité S_2 , qui est approximativement parallèle aux grands contacts tectoniques visibles actuellement.
- une phase de serrage Sud-Est-Nord-Ouest postérieure à la phase III est sans doute en grande partie impliquée dans ces rejeux de la schistosité S_2 , et est certainement directement impliquée dans la genèse de l'anticlinal du Grand-Fond et l'écaillement de la marge interne de l'Unité de Moûtiers.
- on reconnaît d'autre part dans le Massif de MYA les sous ensembles structuraux définis dans le reste de l'Unité

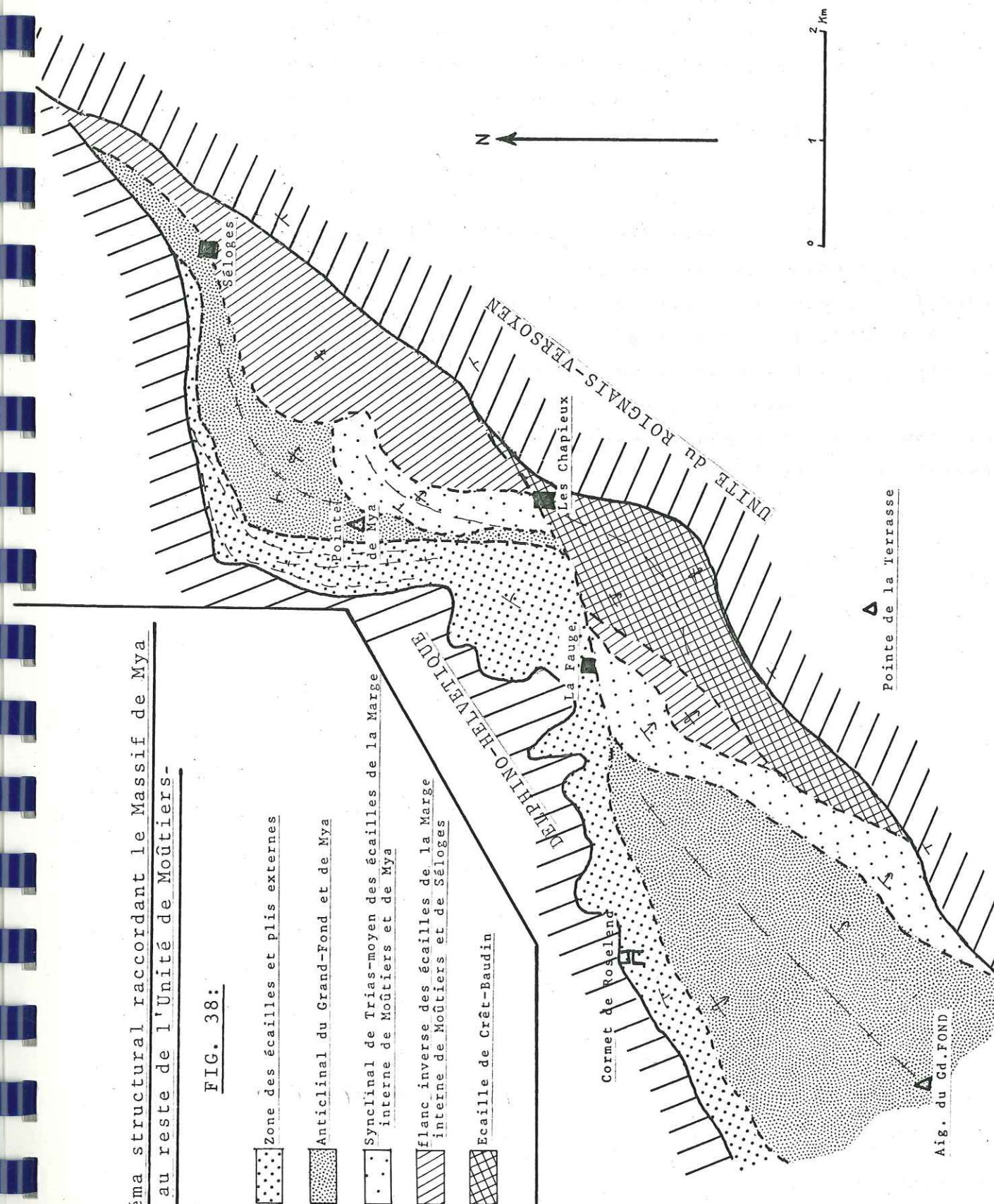


FIG. 38:

-Schéma structural raccordant le Massif de Mya au reste de l'Unité de Moûtiers-

de Moûtiers : fig. 38, photo 15.

- . la "zone des plis isoclinaux" correspondant au "domaine des plis externes".
- . l'anticlinal pincé de la Pointe de MYA correspondant à l'anticlinal du Massif du Grand-Fond.
- . le synclinal de Trias moyen et l'écaille de Séloges correspondant à la marge interne de l'Unité de Moûtiers.

Il faut voir dans l'écaillage du Massif de MYA l'expression d'un biseautage tectonique tardif de l'Unité de Moûtiers vers le NE, avec des structures de plus en plus pincées du Sud-Ouest au Nord-Est de la région étudiée, jusqu'à disparition de l'Unité de Moûtiers au niveau de la Ville des Glaciers.

La structuration actuelle de l'Unité de Moûtiers est donc rapportée pour l'essentiel à une phase tardive de déformation (notée phase IV A).



B - L'Unité du Roignais-Versoyen :

La série détritique de Tarentaise y est très bien exprimée; seuls deux bombements anticlinaux tardifs découvrent les séries antérieures; la série du Versoyen (ensemble "antéflysch") affleure largement dans la partie Sud de cette unité.

Nous avons vu avec la carte des linéations et des plis de phase II (fig. 14) l'existence de deux zones dans l'Unité du Roignais-Versoyen montrant des directions de plissement différentes (l'une à directions de $P2 = N040$, l'autre à $P2 = N150$ à $N170$). Lorsqu'on compare cette carte de linéations à la carte géologique (fig. 3), il apparaît que les directions $N150$ à 170 semblent associées à la bordure Sud-Est de l'Unité du Roignais-Versoyen, qui montre une série stratigraphique inverse.

On aurait donc schématiquement une masse en position inverse montrant des plis $N150$ à $N170$ chevauchant des séries en position normale, avec un contact flysch sur flysch. Ce contact n'est pas exprimé clairement à l'affleurement, de nombreux jeux tardifs qui lui sont parallèles le miment en bien des endroits. Les conditions d'affleurement n'étant d'autre part pas favorables (falaises ou alpages), le meilleur moyen de le mettre en évidence est souvent la carte de linéations.

1. - La série en position normale :

1a - Les anticlinaux de Crêt Bettex et du Pont-St-Antoine, fig. 39 : Ces deux anticlinaux sont les principaux affleurements du substratum de l'Unité du Roignais-Versoyen, mais aussi des endroits où la série détritique est assez bien accessible. On y voit la formation basale du flysch reposer (sans l'intermédiaire de l'ensemble antéflysch) soit sur le Trias calcaire, soit sur le quartzite Werfénien.

L'axe $N010$ de ces deux bombements plonge vers le Sud d'environ dix degrés.

1a1 - L'anticlinal de Crêt Bettex, fig. 40A :

Les mesures ont été faites sur le flysch s.l. de part et d'autre de la "charnière anticlinale", qui ne s'exprime pas

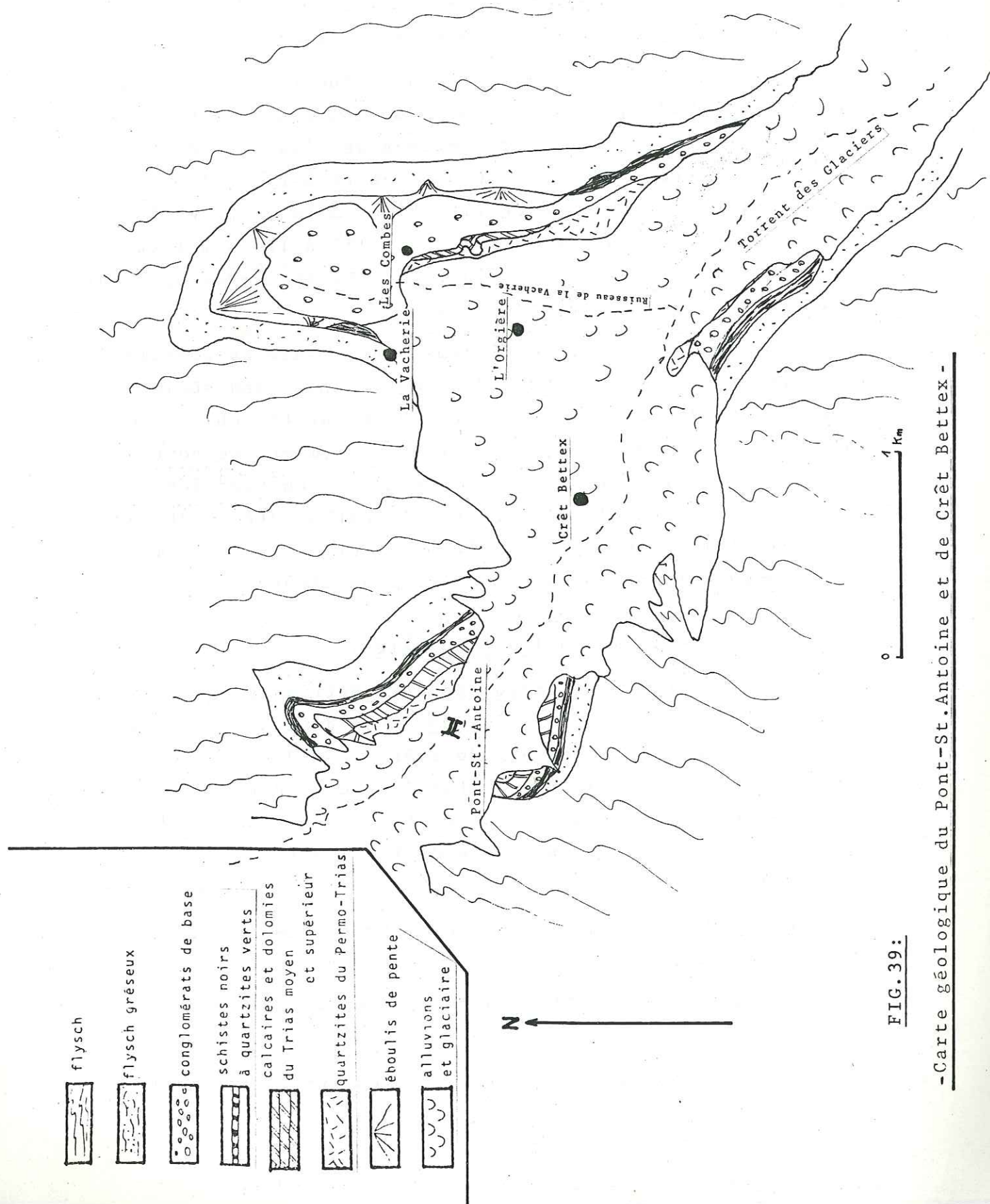
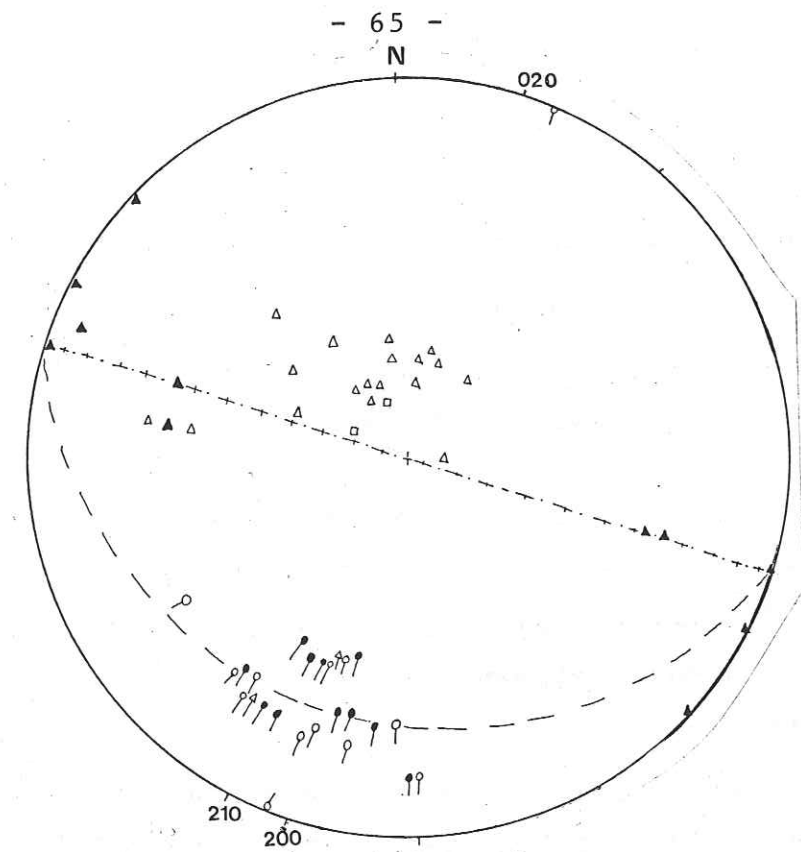


FIG. 39:

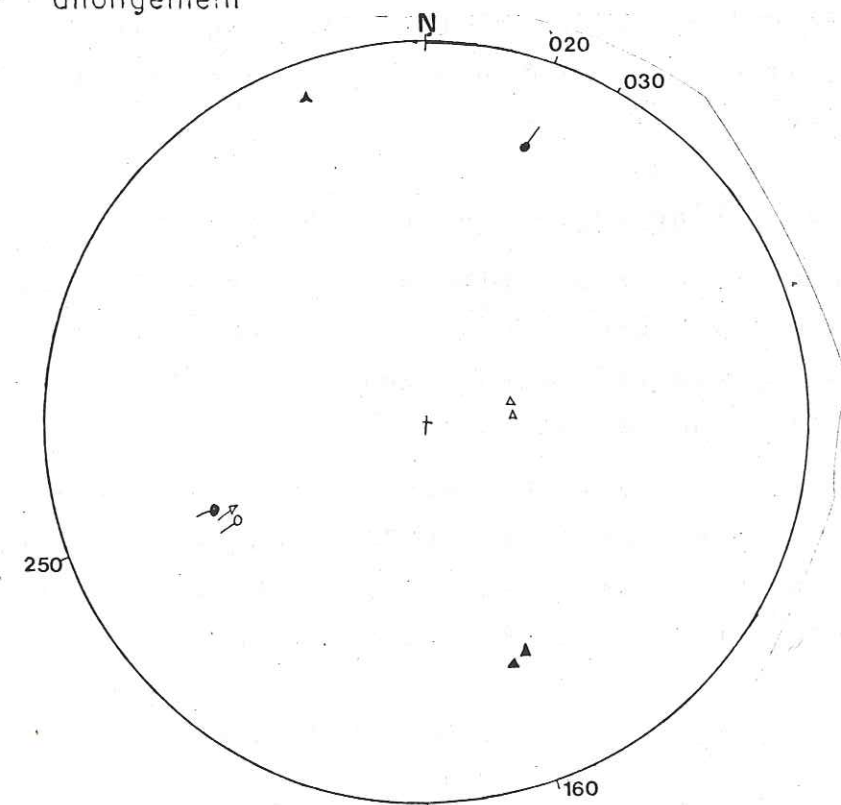
-Carte géologique du Pont-St-Antoine et de Crêt Bettex-

Fig. 40 A



- S0
- ◻ S1
- △ S2
- ▲ S3
- ◻ S4
- ★ Fente d'extension
- ← allongement
- P2
- P3
- ⊗ P4
- Plan de dispersion des linéations
- ++++ Plan de dispersion des schistosités

Fig. 40 B



en projection stéréographique.

On remarque sur le canevas :

- les linéations L2 sont tout à fait de même direction que les L3 et apparemment sont dispersées de la même façon.
- les S2 sont assez peu dispersées par les ondulations molles des plis P3.
- les S3, plan axial des P3, sont un peu dispersées autour d'un axe N020, et semblent aussi subir une légère variation de direction.

Les variations de direction de la schistosité S3 correspondent assez bien aux dispersions subies par les linéations L2 et L3. On peut voir ici l'expression d'une phase tardive à la phase III, mais on retiendra surtout la relative constance des microstructures relevées.

Des mesures sur les schistes noirs de passage des quartzites aux calcaires du Trias montrent des rapports entre les différents éléments mesurés équivalents à ceux trouvés dans le flysch s.l. (fig. 40B). On remarque cependant une rotation dextre en bloc des directions d'une cinquantaine de degrés sur la S2. Il est probable qu'on ait ici l'effet d'un jeu tardif à la phase III, qui induit un mouvement des calcaires du Trias par rapport aux quartzites.

1a2 - L'anticlinal du Pont-St-Antoine :

Nous rencontrons bien sûr dans l'anticlinal du Pt-St-Antoine les mêmes microstructures qu'à Crêt Bettex, fig. 41; les mesures ont été faites en grande partie dans le substratum, dans les deux flancs du pli.

- Les L2 et L3 ont une même direction
- les schistosités S2 et S3 ainsi que la stratification So sont très dispersées autour d'un axe $\approx$ N035-10S, S2 et So étant verticalisées et S3 rendue horizontale dans le flanc Ouest.

- de nombreuses fentes d'extension, diaclases et

Fig. 41

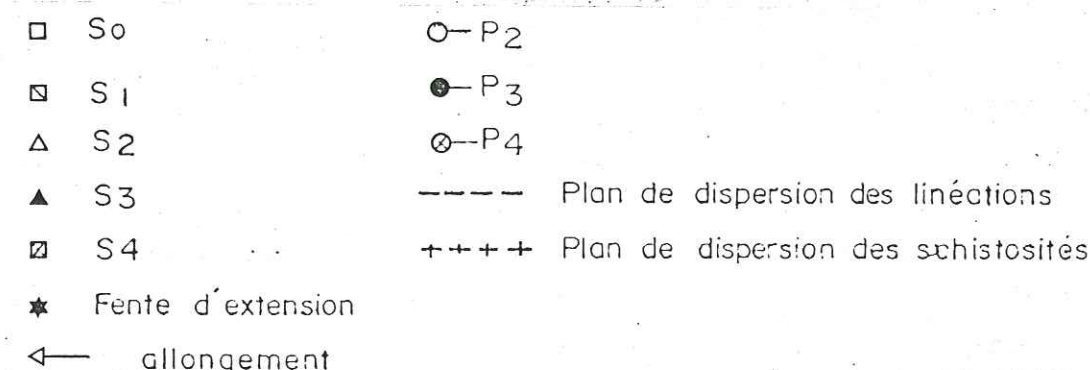
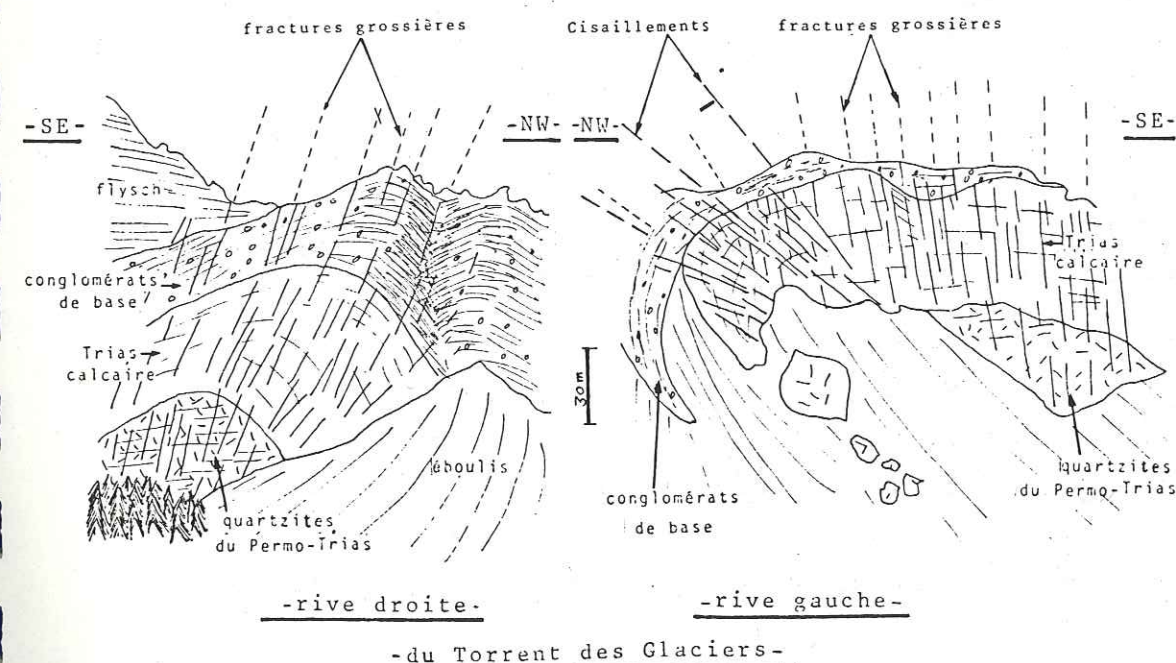


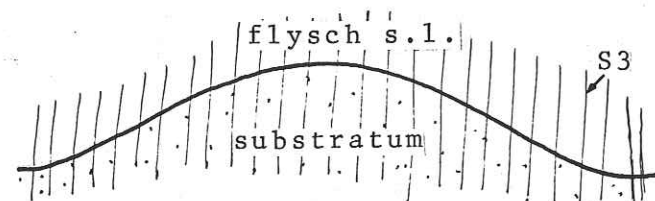
Fig. 42

- Panoramas de l'anticlinal du Pont-St-Antoine -



- Ouest -

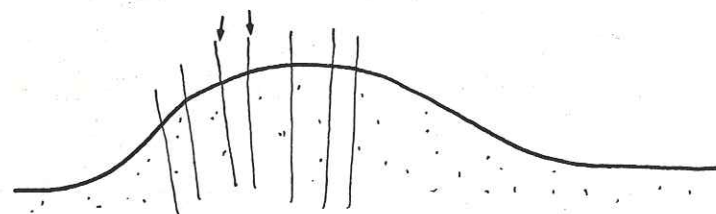
- Est -



Phase III

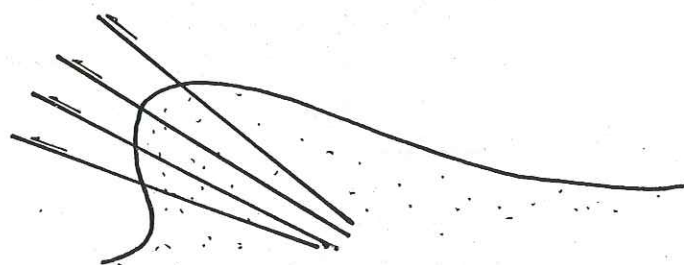
bombement

fracturation fruste



Serrage

Phase IV



Cisaillement accentuant
le déversement

FIG. 43:

-Schéma interprétatif de l'anticlinal du Pont-St.Antoine-

fractures grossières sont visibles dans le Trias.

L'anticlinal du Pt-St-Antoine n'est donc plus un bombement simple comme à Crêt Bettex : il est nettement déversé à l'Ouest, avec tendance à l'écrasement de son flanc Ouest (fig. 42, photo 17). La dispersion de la schistosité S3 dans le flanc Ouest du pli, en même temps que la stratification et la schistosité S2, nous oblige à envisager un rejeu tardif, de l'anticlinal provoquant en partie son déversement par un resserrage approximativement ESE-WNW. On peut sans doute lier les fentes à recristallisation de quartz, de direction N030 à N060 verticales, dans le Werfénien, à cette phase. Un cisaillement en charnière encore plus tardif de pendage ≈ 30 degrés au Sud-Est se dessine sur la coupe rive Gauche du Torrent des Glaciers, accentuant encore le déversement apparent du pli : fig. 43, schéma interprétatif.

On notera aussi l'existence de petites fractures en échelon de direction N100 subverticales associée à une direction de cisaillement N120, ainsi que de nombreuses fractures verticales sans rejeu apparent de direction toujours N120. Sans doute, peut-on associer cette direction de fracture à la direction même de la Vallée des Chapieux (des Chapieux à Bonneval).

1b - La haute Vallée du Charbonnet, entre le Chalet de la Combe et les Sapieux :

On ne trouve à l'affleurement que le flysch s.s. . les microstructures sont très peu dispersées, et de même type qu'à Crêt Bettex, fig. 44.

1c - La Crête Pointe Noire - Pointe de la Terrasse :

On ne trouve là aussi que le flysch s.s.

Toute la ligne de crête depuis la Pointe Noire jusqu'à la pierrière située au Nord-Ouest de la Pointe de la Terrasse montre des microstructures tout à fait conformes à celles trouvées dans la haute Vallée du Charbonnet, fig. 45

Après la lacune d'observation de la pierrière, au niveau de la Pointe de la Terrasse et jusqu'à l'Aiguille de Terras-

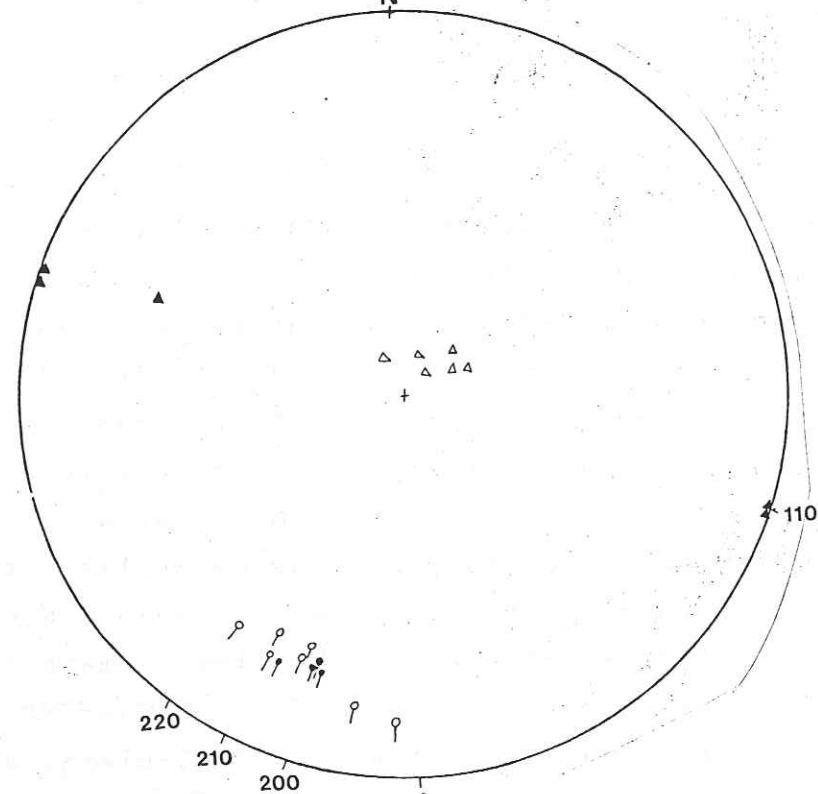
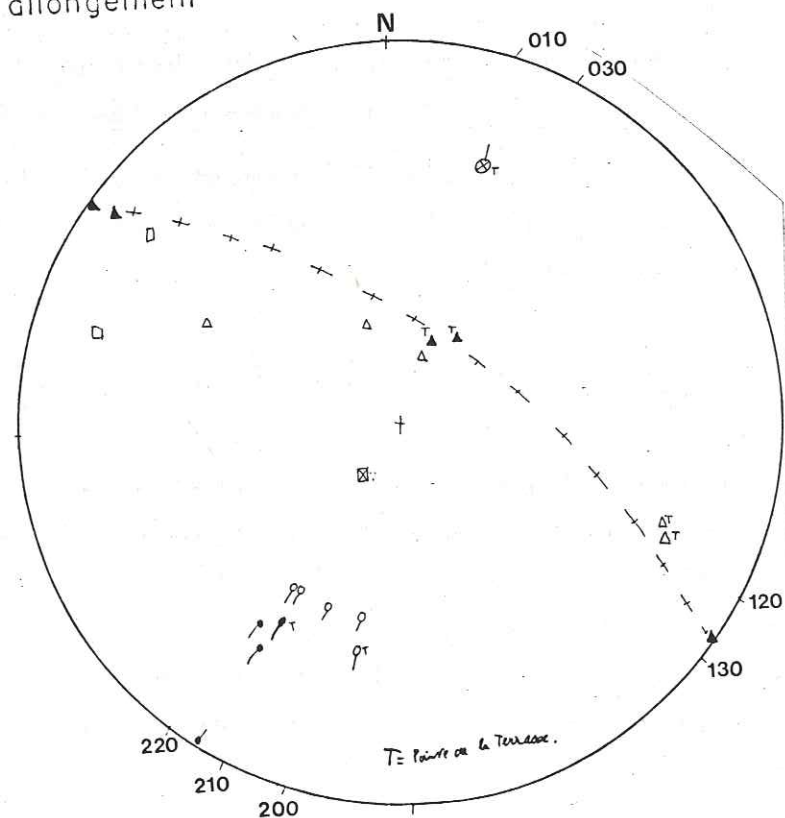


Fig. 44

- S0
- S1
- △ S2
- ▲ S3
- ▣ S4
- ★ Fente d'extension
- ← allongement
- P2
- P3
- ⊗ P4
- Plan de dispersion des linéations
- ++++ Plan de dispersion des schistosités

Fig. 45



sin, on observe de très jolis plis N030 à N040 de style P2, mais à plans axiaux verticaux. Ces plis métriques à décamétriques, sont très bien visibles depuis le petit plateau de la Torche - Col de Forclaz (au pied de l'Unité de Salins, au-dessus de la Vallée du Charbonnet).

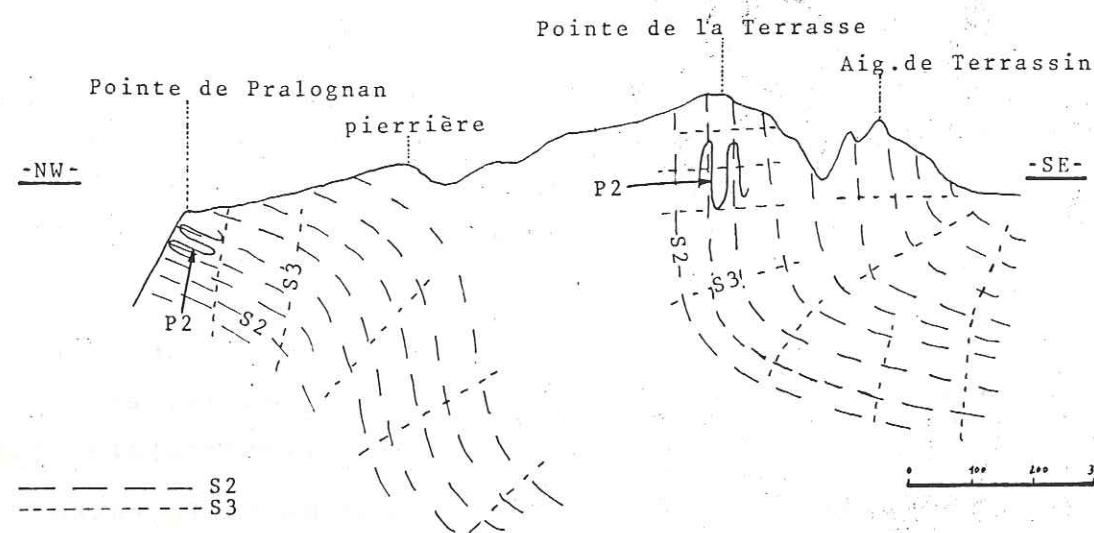
En regardant d'assez près les échantillons on voit bien que ces plis sont de phase II avec S2 plan axiale, et l'on retrouve aussi la schistosité S3 en position subhorizontale, fig. 46.

On doit donc admettre que la Pointe de la Terrasse marque une déformation tardive à la phase III, avec plissement des microstructures autour d'un axe $\approx$ N035-30SW. On retrouve d'ailleurs à la verticale de la Pointe de la Terrasse, dans la vallée du Charbonnet, des structures de ce type très mal exprimées.

Un petit plissement assez tardif en kink de direction N020-70N associé à une schistosité de fracture très fruste N130-70N existe sur la Pointe de la Terrasse. Il semble n'intervenir en rien dans la structure à grande échelle.

1d - Le Massif du Roignais : seule la base du Massif a été touchée, dans la vallée du Nant-Blanc et de l'Ormente. Les directions des microstructures sont de type haute vallée du Charbonnet, avec P2 = N040 et S2 = N170-35W.

1e - La rive gauche du Torrent des Glaciers, entre la Ville des Glaciers et le Col de la Seigne : Depuis le Houiller jusqu'au flysch de base, on ne trouve pas de variation sensible dans le plongement de la schistosité principale S2. Les différentes séries schisteuses plongent au Sud-Est, les schistosités S1 et S3 sont difficiles à mettre en évidence. On remarquera cependant la dispersion des linéations d'intersection et d'allongement sur la S2, phénomène assez fréquent dans les niveaux à dominante schisteuse, fig. 47.

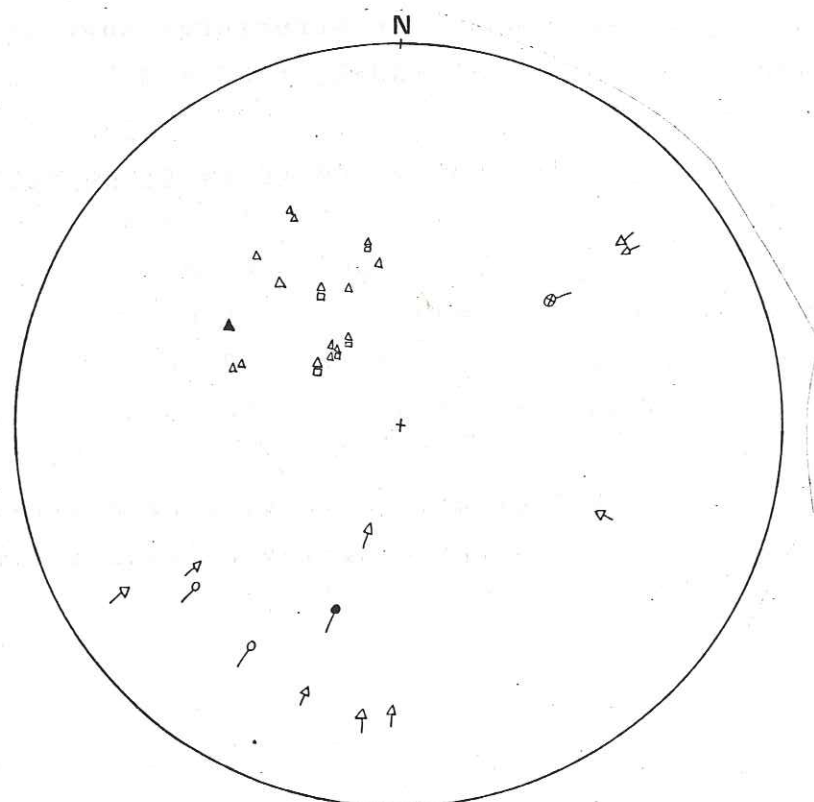


-Schéma interprétatif du Massif de la Terrasse-

Fig. 46

- | | |
|---------------------|--|
| □ S0 | ○ P2 |
| ▣ S1 | ● P3 |
| △ S2 | ⊗ P4 |
| ▲ S3 | ----- Plan de dispersion des linéations |
| ▣ S4 | ++++ Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 47



1f - Conclusion

La phase II s'exprime de façon assez constante sur cette partie de l'Unité du Roignais-Versoyen :

- les plis P2 sont $\approx$ N040-30SW
- les linéations L3 et plis P3 sont subparallèles aux linéations L2 et plis P2.
- On note qu'une dispersion assez notable des linéations sur la schistosité S2 se fait postérieurement à la phase III.
- On peut associer ces dispersions au serrage tardif des structures, donnant naissance à la verticalisation de la schistosité S2 à la Pointe de la Terrasse, et accentuant les bombements de Crêt-Bettex et surtout du Pont-St-Antoine.

2 - La série en position inverse :

2a - La synforme du Passage de la Brebis :

2a1 - Description de la synforme, fig. 48 photo 20 :

Lorsqu'on se trouve sur la route menant de Bourg-St-Maurice aux Chapieux, à Crêt-Bettex par exemple, une magnifique synforme de près de deux kilomètres de flèche déversée à l'Ouest apparaît sur la falaise rive droite de la Vallée du Torrent des Glaciers.

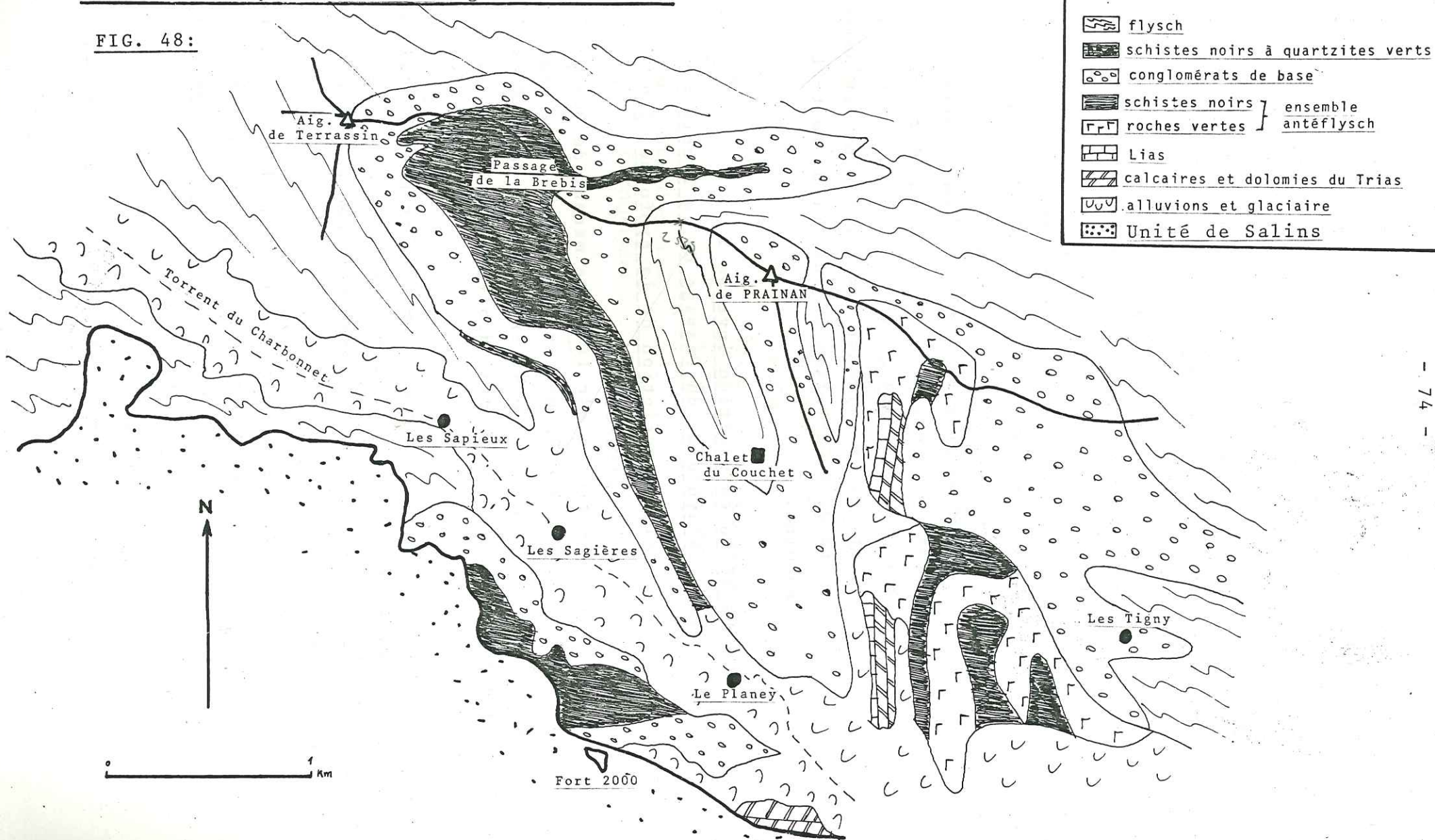
Vue l'inaccessibilité de la paroi abrupte, l'étude en est possible uniquement par la Crête Pointe de la Terrasse - Aiguille de Prainan, ou de tout le versant en pente plus douce de la Vallée du Charbonnet.

2a2 - Description sommaire de la coupe relevée sur la crête Pointe de la Terrasse - Aiguille de Prainan, fig. 49, photo 18, soit du NW au SE :

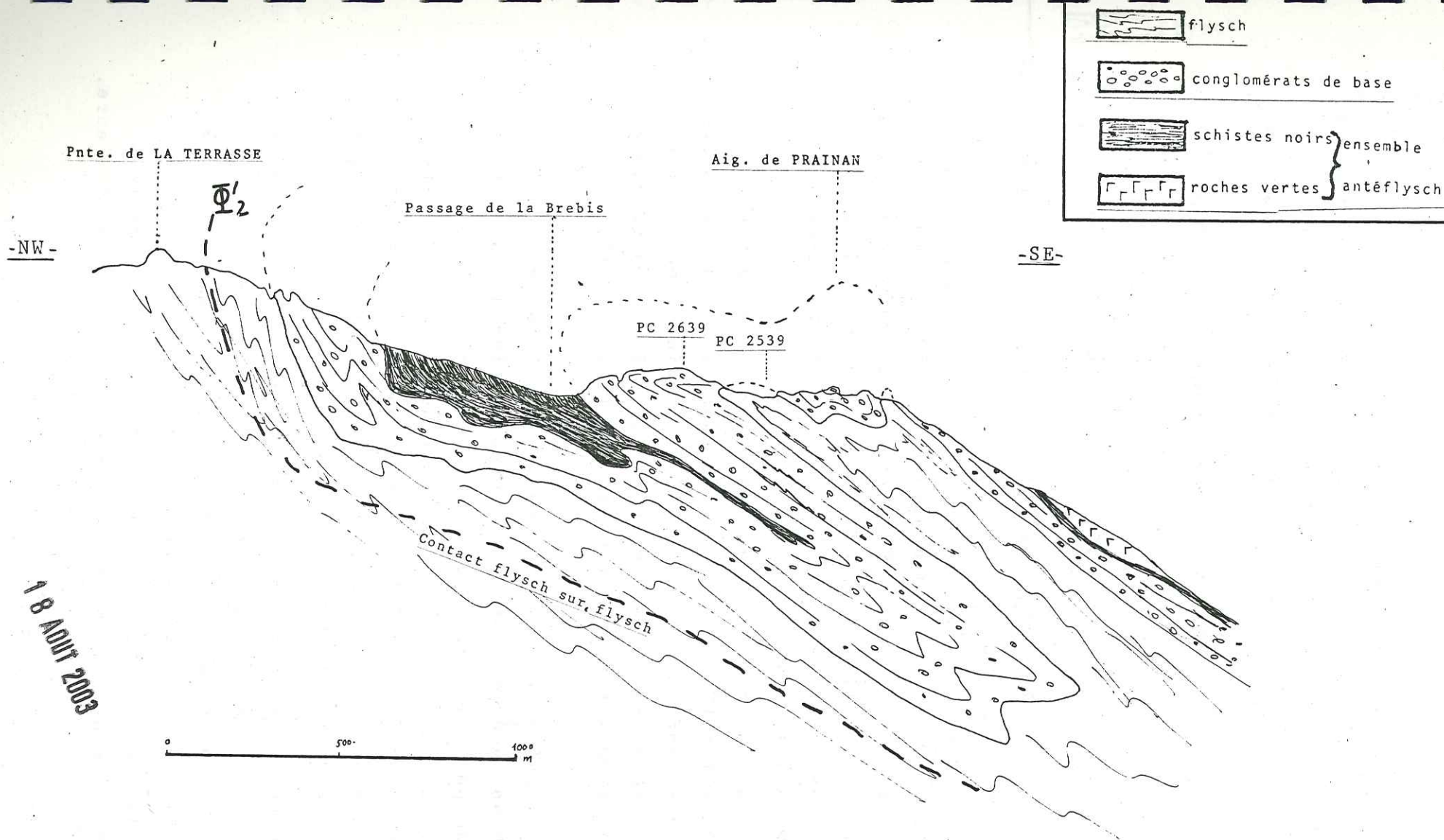
- le flysch de la Terrasse
- les calcaires microbréchoïdes en gros bancs

-Carte de la synforme du Passage de la Brebis-

FIG. 48:



- 74 -



- 75 -

FIG. 49: -Coupe de la crête "Terrasse-Prainan".

18 AOUT 2003

- de la formation détritique basale
- des schistes noirs sur près de 600m forment l'ensellement du Passage de la Brebis
- à nouveau la formation détritique basale au PC 2639
- puis un petit ensellement de flysch s.s. au PC 2539
- enfin les calcaires de la formation détritique basale de l'Aiguille de Prainan.

2a3 - Interprétation de la synforme : l'argument majeur pour la compréhension de cette synforme fut la place dans la série stratigraphique des schistes noirs du Passage de la Brebis.

H. SCHOELLER, dans son mémoire en 1929, en faisait du flysch s.s. écrasé au coeur d'un synclinal, ce synclinal appartenant à une nappe décollée à la base de la formation détritique basale, et chevauchant le "synclinal de flysch de Tarentaise".

P. ANTOINE (1971) montre que ces schistes noirs sont comparables aux schistes noirs associés aux roches vertes de l'ensemble antéflysch", la synforme du Passage de la Brebis devient alors une synforme anticlinale; il explique cette structure comme un mégaanticlinal couché de direction N040 repris par un anticlinal N000 à schistosité plan axiale verticale.

2a4 - Les données nouvelles sur la synforme :

Nous avons vu lors de la présentation de la carte de linéations de phase II, et en comparant celle-ci à la carte géologique, que le contact entre la série renversée, dont fait partie la synforme, et la série en position normale, se fait flysch sur flysch, et non à la base de la formation détritique basale comme le suggérait H. SCHOELLER.

Lors de la présentation de la phase III, nous avons associé des plis P3 à faible convexité à la schistosité S3 sub-verticale. On ne peut donc en aucun cas associer cette phase à la mise en place de la synforme anticlinale, le plan axial de celle-ci plongeant au Sud d'une trentaine de degrés seulement avec fort déversement à l'Ouest. La phase III lui est postérieure.

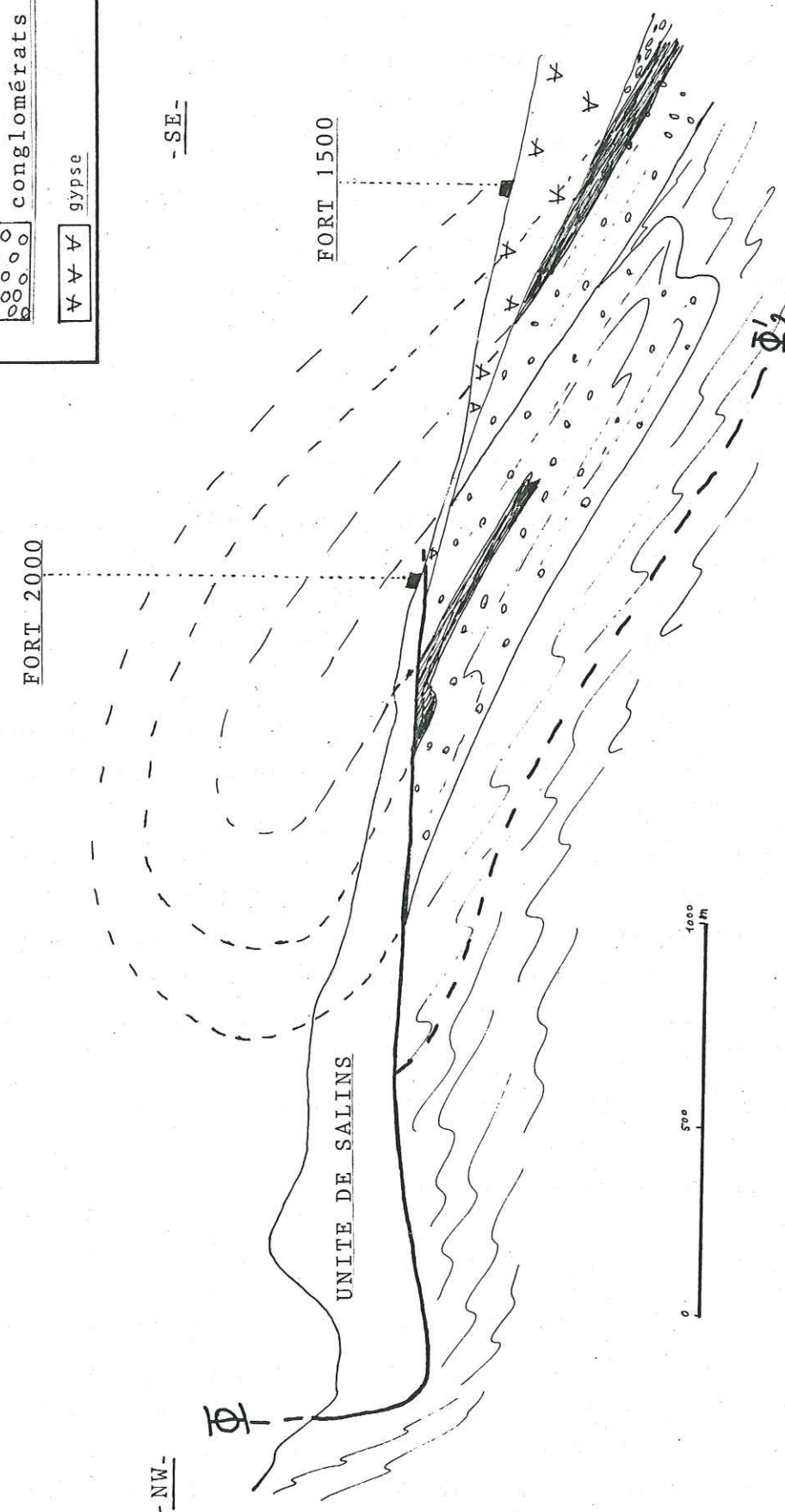
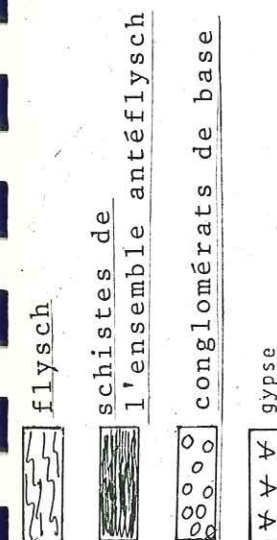


FIG. 50:
-Coupe rive droite du Torrent du Charbonnet-

D'autre part, la schistosité S1 est nettement antérieure à cette structure; nous sommes donc obligé d'admettre la mise en place de la synforme anticlinale durant la phase II.

2a5 - Coupe rive droite du Torrent du Charbonnet :

A partir de la description de la Crête Terrasse-Prainan, nous pouvons interpréter la coupe rive droite du Torrent Charbonnet, même si l'Unité de Salins vient tronquer en grande partie les affleurements, fig. 50.

2b - Etude microtectonique de la synforme :

2b1 - Données d'ensemble, fig. 51 :

Bien qu'assez dispersées en projection, les mesures indiquent certaines tendances :

- . Les L2 sont contenues dans le quart Sud-Est
- . Les L3 dans la partie Sud-Sud-Ouest sont bien distinctes des L2
- . Les S2 sont assez regroupées, et correspondent à la pente herbeuse qui descend du Massif de Prainan.
- . Les S3, en général, mal exprimées à l'affleurement, sont très constantes (N030-90).
- . La stratification est assez bien dispersée autour d'un axe N150 à N170 - 10 à 20 Sud.
- . Les allongements phylliteux sont parallèles aux L2 ou L3
- . une fracturation grossière associée à des recristallisations de calcite est généralisée, et perpendiculaire aux L2.

2b2 - Les plis P2 du type "Les Tigny":

Sur le chemin qui mène des Echines-Dessus (au Nord de Bourg-St-Maurice), au lieu dit Les Tigny (à la cote 1470 environ), après un très bel affleurement de roches vertes du Versoyen, affleurent des calcaires de la formation basale du flysch qui montrent un style de plissement particulier. On reconnaît en

Fig. 51

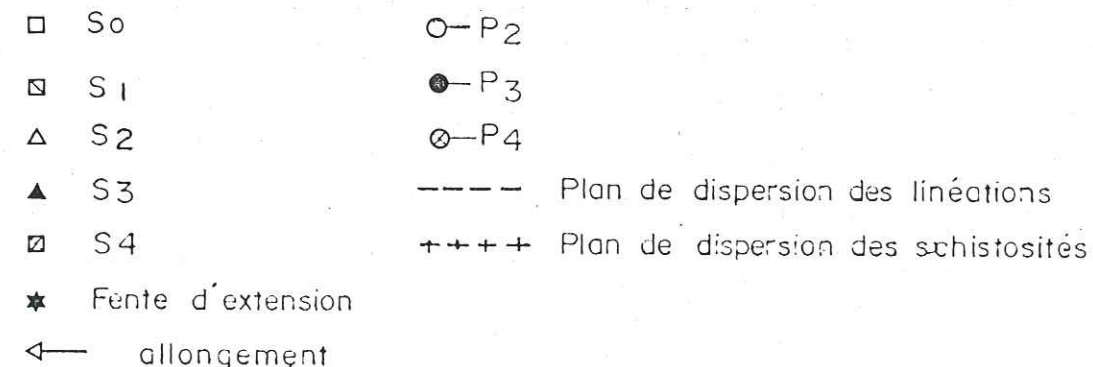
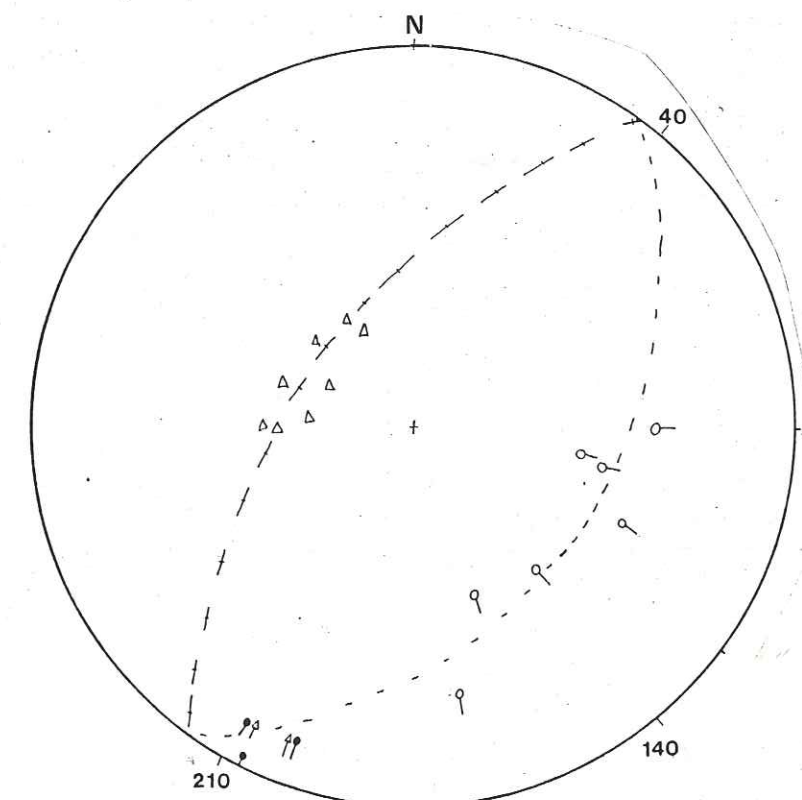


Fig. 55



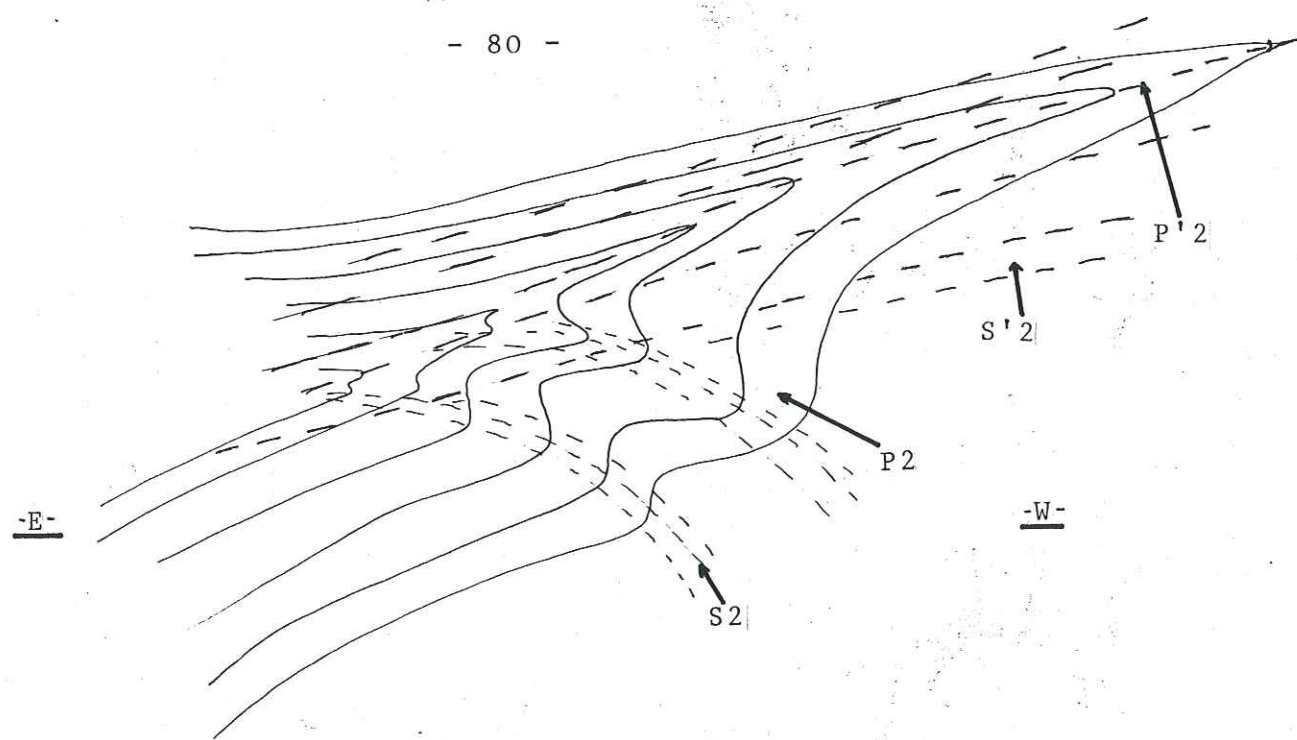


FIG. 52: -Plis P'2 des Tigny-
(structures en "aile d'oiseau")

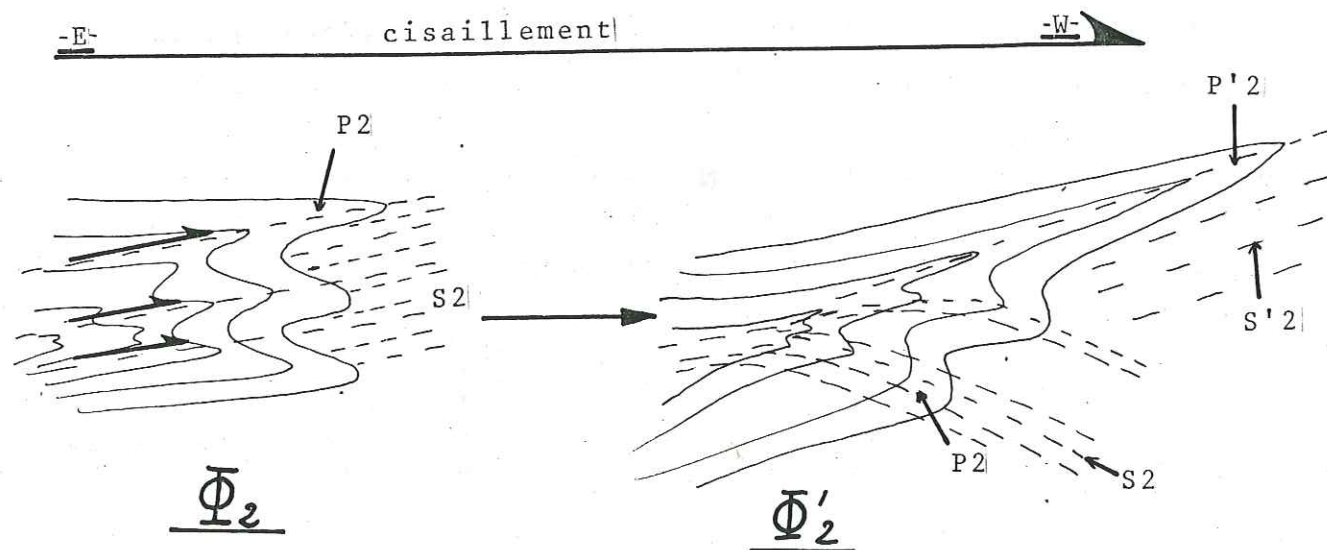


FIG. 53:
-Schéma interprétatif des plis P'2-

effet sur cet affleurement des plis P2 de direction N170, mais qui s'agencent en section perpendiculaire à leurs axes en sorte d'aile d'oiseau d'environ 3m. En regardant plus attentivement ces figures, on note l'existence de deux schistosités de type S2 (de crénulation) : fig. 52, photos 10 et 11. On peut ici voir l'expression de l'évolution de la phase II, avec reprise de plis P2 par des plis P'2 associés à une schistosité S'2 (fig. 53).

On notera que les plis P2 et P'2 sont "scellés" par la schistosité S3.

De telles figures ne sont pas limitées à l'affleurement des Tigny. On les retrouve en effet à une échelle beaucoup plus grande (hectométrique) sur la falaise de flysch rive droite de la vallée du Charbonnet, ainsi que dans le flysch rive gauche du Versoyen, sous le Massif du Clapey.

2b3 - L'ensellement flysch à l'Ouest de l'Aiguille de Prainan

Au PC 2539 affleure le flysch s.s. au coeur d'un bombement antiforme (fig. 49, photo 18). Lorsqu'on va vers l'Est ou l'Ouest en suivant la crête, on est arrêté par les niveaux gréseux qui passent à la formation détritique de base de l'Aiguille de Prainan et du PC 2639.

L'étude des microstructures y est particulièrement intéressante, car elle montre quelques "anomalies" par rapport au reste de la synforme, fig. 54 A.

. Les S2 dans le flysch gréseux sont parfaitement bien réglées, plongeant à l'Est vers Prainan, au Sud Ouest vers le PC 2639. On a donc ici un bombement postérieur à la phase II. Au niveau de l'ensellement, dans le flysch p.p.d., les S2 montrent un léger plongement anormal au NE.

. Les L2 (linéations d'intersection, et plis P2 décimétriques à métriques) ont une direction N150 à N170 dans le flysch gréseux, et sont dispersées sur S2 dans le flysch p.p.d.

. Les L3 sont aussi dispersées sur la S3 au niveau de l'ensellement.

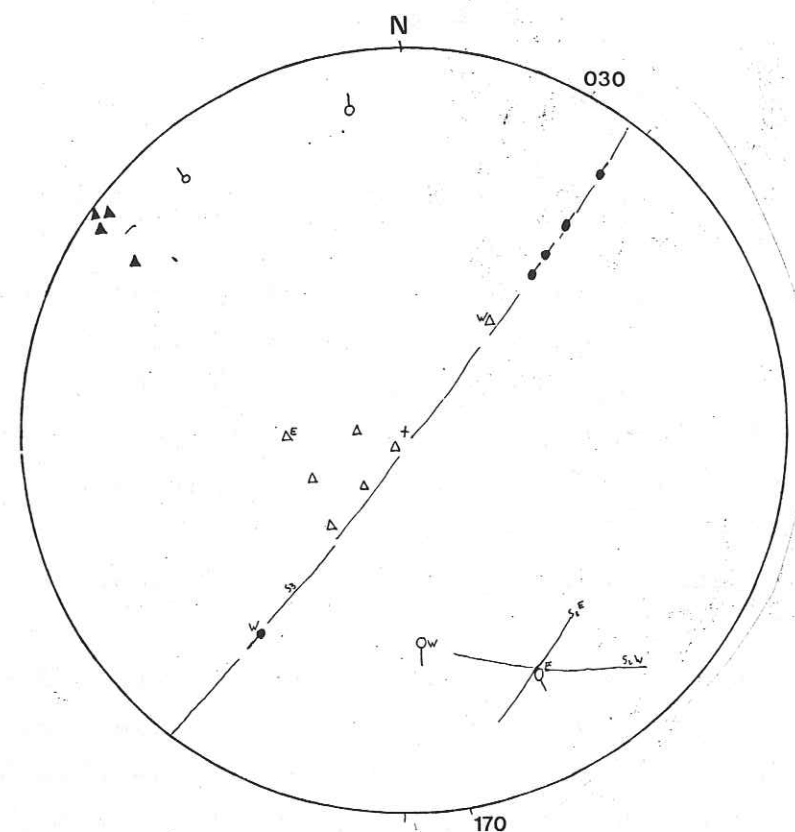
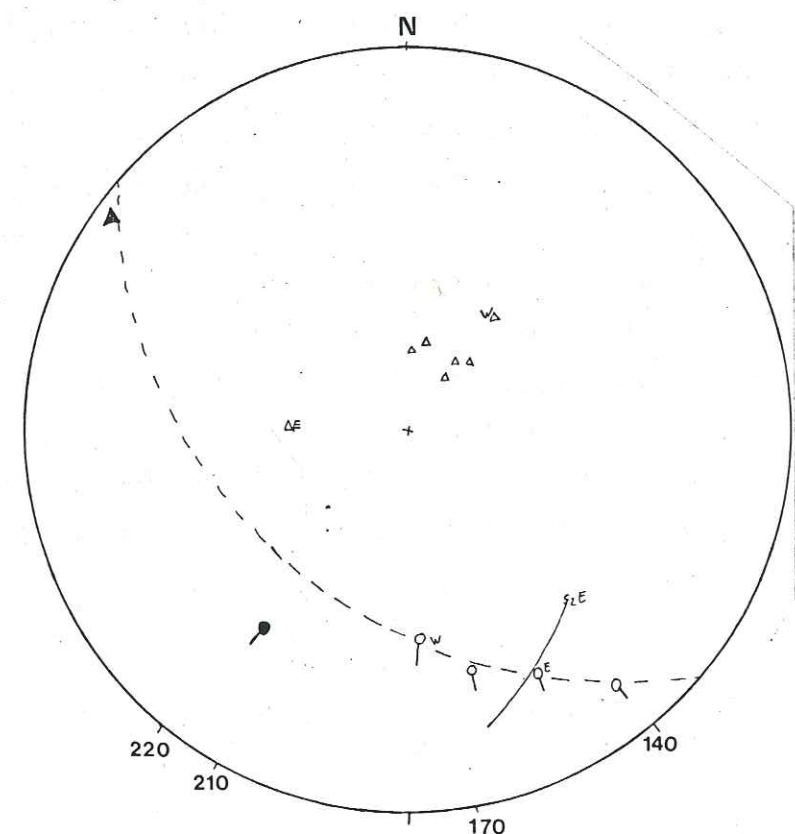


Fig. 54 A

- | | |
|---------------------|---|
| □ S ₀ | ○ P ₂ |
| ▣ S ₁ | ● P ₃ |
| △ S ₂ | ⊗ P ₄ |
| ▲ S ₃ | --- Plan de dispersion des linéations |
| ▣ S ₄ | + + + + Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 54 B



On va donc s'intéresser particulièrement aux microstructures de l'ensellement, étant les seules apparemment à avoir marqué des déformations "anormales".

Si l'on ramène les L3 du flysch s.s. en position des L3 du flysch gréseux, on s'aperçoit de la chose suivante, fig. 54B.

. Les S2 se regroupent vers les S2 reconnues dans le flysch gréseux à la base du PC 2639.

. Les L2 restent dispersées sur la S2 moyenne.

On peut donc déduire deux phases "non schisteuses":

. une phase de dispersion des L2 sur S2, sans doute par rotation feuillet sur feuillet, attribuable à une phase II, puisque antérieure à la phase III.

. une phase post-phase III s'exprime aussi par des rotations sur la S3 feuillet sur feuillet, qui peut-être interprétée comme un serrage tardif $\approx$ E-W mieux exprimé dans les niveaux assez schisteux comme le flysch s.s.

2b4 - Les schistes antéflysch du Chalet de Prainan
(au Nord des Echines-Dessus), fig. 49 et 55:

"L'anomalie"essentielle de cet affleurement est la grande dispersion des L2 sur la S2, les L3 étant très peu dispersées. On peut voir ici à nouveau l'expression de la phase II par rotation feuillet sur feuillet de la S2. Les allongements de phyllites parallèles aux L3 sont sans doute réorientés.

2b5 - La Vallée du Versoyen :

Une série de mesures dans le flysch entre Versoye-les-Granges et les Crottes, ainsi que sur l'Aiguille du Clapey et l'Aiguille de Beaupré, a donné des directions de microstructures tout à fait comparables à celles de la synforme du Passage de la Brébis :

- S2 $\approx$ N060 à N100-25S
- L2 $\approx$ N160 à N180-25S
- L3 = N010, avec S3 subverticale

D'autre part, de grands plis (hectométriques) couchés sont visibles dans les falaises situées rive gauche du Torrent du Versoyen.

Certains d'entre eux ont la forme en "aile d'oiseau" décrite pour les plis P'2.

2c - Conclusion à l'étude de la série en position inverse :

La différence marquante sur le terrain entre la série en position inverse et la série en position normale de l'Unité du Roignais-Versoyen est la position des linéations L2 par rapport aux linéations L3 : ces deux linéations sont en effet très bien distinguables l'une de l'autre dans la série en position inverse; les linéations L3 ayant la même direction que dans la série normale, seule les linéations L2 marquent le changement entre les deux sous-unités.

Les plis P2 ont cependant toujours le même style que dans la série en position normale, et on voit apparaître des structures marquant l'évolution de la phase II (plis P'2 en "aile d'oiseau").

Nous avons par ailleurs mis en évidence l'importance des rejeux de schistosité, tant sur la schistosité S2 avant la phase III, que sur la S3. Ces rejeux sont limités apparemment à quelques affleurements, et sont sans doute liés à des réajustements locaux.

3 - Interprétation des grandes structures de l'Unité :

Nous avons vu que l'Unité du Roignais-Versoyen est dissociable en deux sous-unités, montrant chacune des déformations semblables, mais de direction différente à la phase II. La schistosité S3 traverse toutes ces structures de phase II (dont la synforme de la Brehis). Il nous faut alors envisager un modèle d'évolution qui mette en place ces deux sous-unités entre la phase I et la phase III.

- Premier modèle, fig. 56A :

On peut envisager une première période de plissement de

FIG. 56:
Modèles d'évolution de l'Unité du Roignais-Versoyen:

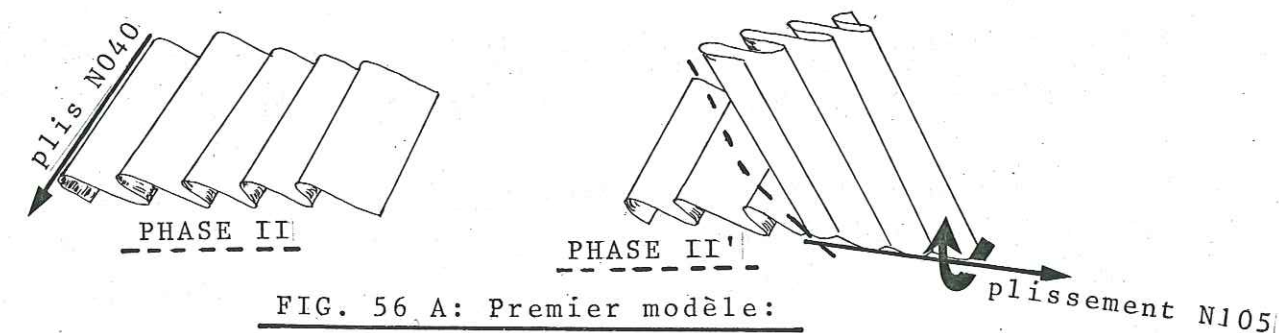


FIG. 56 A: Premier modèle:

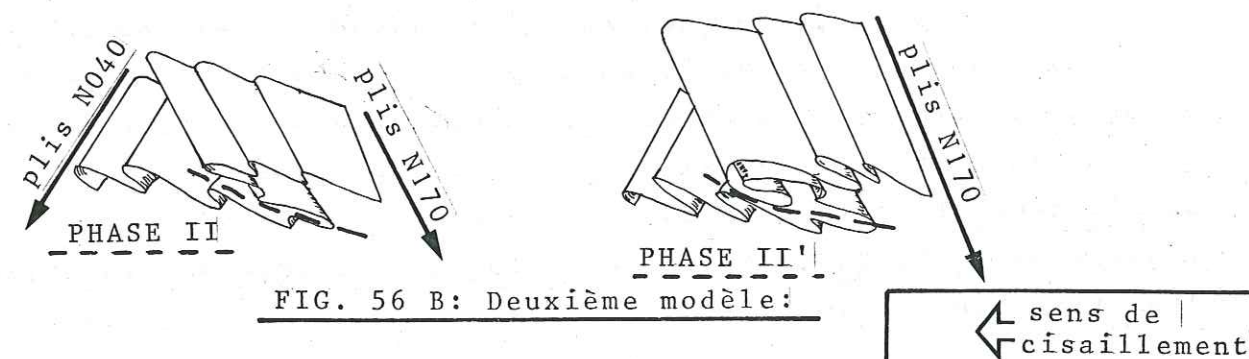


FIG. 56 B: Deuxième modèle:

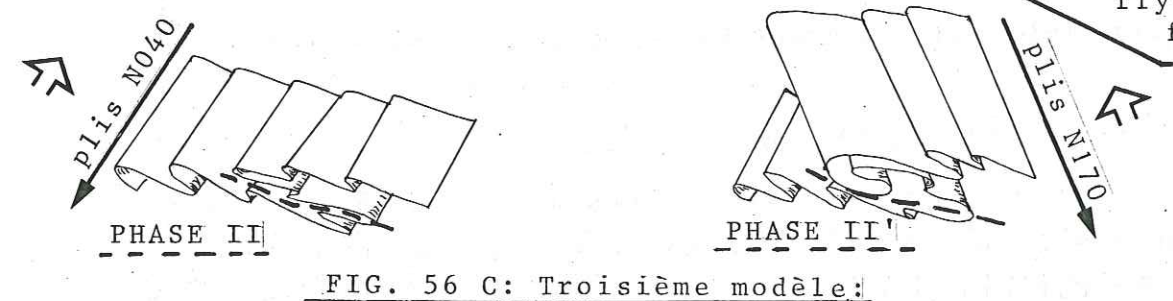


FIG. 56 C: Troisième modèle:

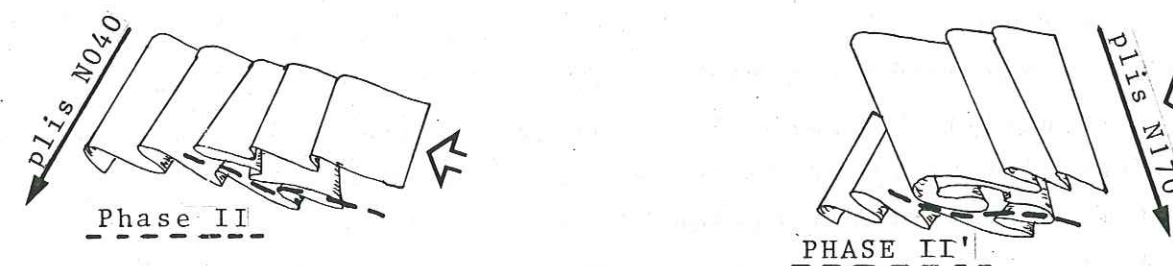


FIG. 56 D: Quatrième modèle:

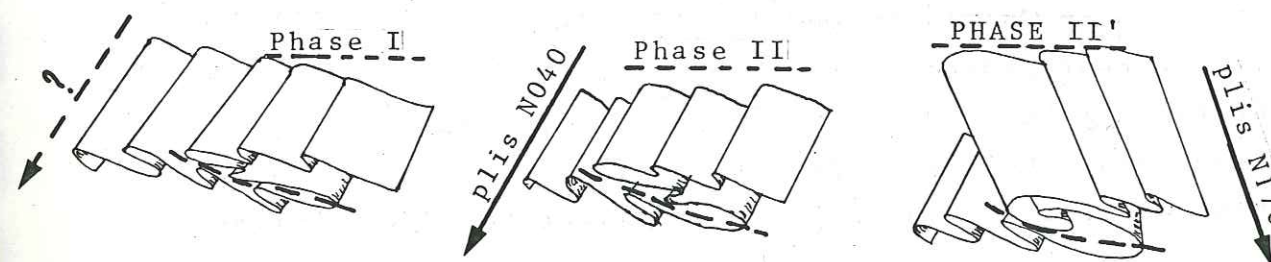


FIG. 56 E: Cinquième modèle:

direction N040, sur toute l'Unité du Roignais-Versoyen, et une deuxième associée à un mégapli de direction N105 renversant les séries de la zone interne et amenant les plis N040 à une direction N170. On ne trouve cependant jamais de microstructures N105 de phase II sur le terrain; en outre les structures de la série inverse seraient déversées à l'Est, ce qui n'est pas le cas.

- Deuxième modèle, fig. 56B :

On peut supposer que les plis N170 dans la zone interne de l'Unité du Roignais-Versoyen sont acquis dès la première période de déformation de phase II, en même temps que le renversement de la série. Une deuxième période de déformation (phase II') aurait pour effet la mise en forme actuelle de la synforme du Passage de la Brebis, par accentuation des structures, ainsi que les structures II' en "ailes d'oiseau".

Ce modèle sous entend donc un style de déformation complexe pour la phase II : plissement N040 pour une zone externe, plissement N170 pour la zone interne, fig. 56B.

- Troisième modèle, fig. 56C :

Nous avons vu que les galets du conglomérat de base marquent des allongements très intenses. On pourrait alors penser que la direction de cisaillement était parallèle à ces allongements. Ceci nous oblige à créer les plis P2 parallèlement à la direction de cisaillement: on aurait une phase II avec un cisaillement N040 créant les plis et les allongements N040; les plis et allongements N150 à N170 seraient dus à un cisaillement vers le Nord durant la phase II. L'objection majeure à ce modèle est la difficulté de créer des plis couchés à forte flèche (plurikilométrique) parallèlement à des directions de cisaillement.

- Quatrième modèle, fig. 56D

On peut proposer une première période de phase II intéressant toute l'Unité du Roignais-Versoyen, donnant des plis et des allongements N040 par une déformation "en rouleaux", avec une direction de cisaillement approximativement Sud-Est - Nord-Ouest.

A cette première période on associera le renversement de la zone interne du Roignais-Versoyen.

Un deuxième épisode de la phase II intéresserait principalement la série renversée de la zone interne de l'Unité du Roignais-Versoyen. Le cisaillement serait Est-Ouest, et dans le même style de déformation "en rouleaux" se formeraient des plis P'2 N170 et une réorientation des plis P2 se produirait, d'où les plis "en aile d'oiseau"; la synforme du Passage de la Brebis serait, dans ce modèle, attribuée à la phase II' par replissement d'un anticlinal de phase II.

- Cinquième modèle, fig. 56E :

On aurait pu attribuer le renversement de la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen à la phase I, sans définir la direction des plis qui lui sont associés; la charnière de la synforme du Passage de la Brebis serait donc la charnière d'un anticlinal de phase I.

Comme dans le quatrième modèle, la phase II donnerait les plis et l'allongement N040, la phase II', n'intéressant que la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen donnerait les plis et allongements N170.

Si on essaie dans ce modèle d'expliquer la structure de la synforme du Passage de la Brebis, on voit qu'on a accordé une très grande importance aux déformations de phase I (un mégapli et renversement de la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen), ainsi qu'une grande importance à la phase II' pour la mise en place des structures N170. La phase II ne devrait alors n'être exprimée que par de petites structures. Or il s'avère, et surtout plus au Sud de la région étudiée (J. COLLART, 1973), qu'il existe de très grandes structures couchées N040 attribuables à la phase II (torsion de schistosité S1 et S2 plan axiale de ces structures). On doit donc admettre l'importance des déformations de la phase II donnant ces structures N040, et y associer le renversement de la zone interne de l'Unité du Roignais-Versoyen.

On retiendra le quatrième modèle comme base de travail, car il répond le mieux aux observations de terrain, et il est mécaniquement le plus réalisable.

4 - Conclusion à l'étude de l'Unité du Roignais-Versoyen :

Un contact tectonique flysch sur flysch a été mis en évidence séparant :

- . une zone externe marquée durant la phase II par des plis P2 N040;

- . une zone interne en position inverse marquée par une phase II, qui s'exprime par des plis P2 N170 à N150 associés à des structures particulières en "aile d'oiseau", ou de type synforme anticlinale du Passage de la Brebis. La S'2 bien visible à l'affleurement n'a pas été clairement distinguée en lame mince; on reconnaît cependant que dans la zone où s'expriment ces "plis en aile d'oiseau" la S2 devient un peu plus grossière. L'intensité de la schistosité de crénulation principale ne permet pas ici autre chose que des suppositions. On ne retiendra donc de ces structures en "ailes d'oiseau" que l'expression de l'évolution de la phase II.

L'explication avancée pour la synforme anticlinale du Passage de la Brebis, ainsi que pour toutes les structures transversales à la chaîne dans l'Unité du Roignais-Versoyen est donc l'évolution de la phase II : le cisaillement subhorizontal vers le Nord-Ouest évolue en cisaillement vers l'Ouest, cette deuxième période II' de la phase II n'étant bien exprimée que dans la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen, et, comme nous le verrons aussi plus loin, dans l'Unité du Petit St-Bernard.

- l'étirement marqué par les conglomérats et les phyllites est parallèle aux axes de plis et est interprété par des déformations "en rouleaux" (fig. 19) avec constriction perpendiculaire aux plis et aux grandes structures de la région.

- Un rejeu sur la schistosité S2 antérieure à la phase III, et postérieur à la phase II' a été mis en évidence à l'en-

sellement de flysch à l'Ouest de l'Aiguille de Prainan; ce rejeu peut être interprété comme l'expression du passage du style de déformation de phase II au style de la phase III.

- On retrouve la phase de plissement tardive déjà décrite dans l'Unité de Moutiers, qui s'exprime ici principalement par des rejeux de schistosité S2 et S3.

C - L'Unité du Petit Saint-Bernard :

Coincée entre l'Unité du Roignais-Versoyen et le "Briançonnais", elle reste une unité assez peu connue.

Sur le versant français, l'étude n'est pas facile en raison des recouvrements quaternaires. D'autre part, seuls les termes supérieurs de la série affleurent, les coupes les plus complètes ayant été effectuées dans le secteur italien.

L'Unité du Petit-St-Bernard se présente sur la zone étudiée sous forme de flanc normal d'une structure synclinale (P. ANTOINE, 1971); elle est au Nord en contact avec l'ensemble antéflysch de l'Unité du Versoyen; au Sud elle est chevauchée par le Houiller briançonnais, fig. 57.

1- Les microstructures sont souvent très mal exprimées, on reconnaît pourtant sur certains affleurements une phase I, une phase II et une phase III de même style que dans l'Unité du Roignais - Versoyen, avec quelques particularités :

- l'allongement des phyllites de phase II est généralement N040, alors que les plis P2 et linéations d'intersections semblent plutôt N150.
- les plis P3 ne sont pas exprimés clairement
- une phase tardive de plissement (non synschisteuse) est de direction N130 à N150.

1a - Versant Sud de la Pointe du Clapey :

Une première série de mesures faites sur le versant Sud de la Pointe du Clapey nous montre clairement des microstructures semblables à celles rencontrées dans la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen. On notera la tendance des S2 à être dispersées autour d'un axe $\approx$ N150 - 45S, fig. 58A.

1b - L'affleurement du Châtelard: (au Nord de Bourg-St-Maurice).

Il présente des microstructures tout à fait identiques (fig. 58B).

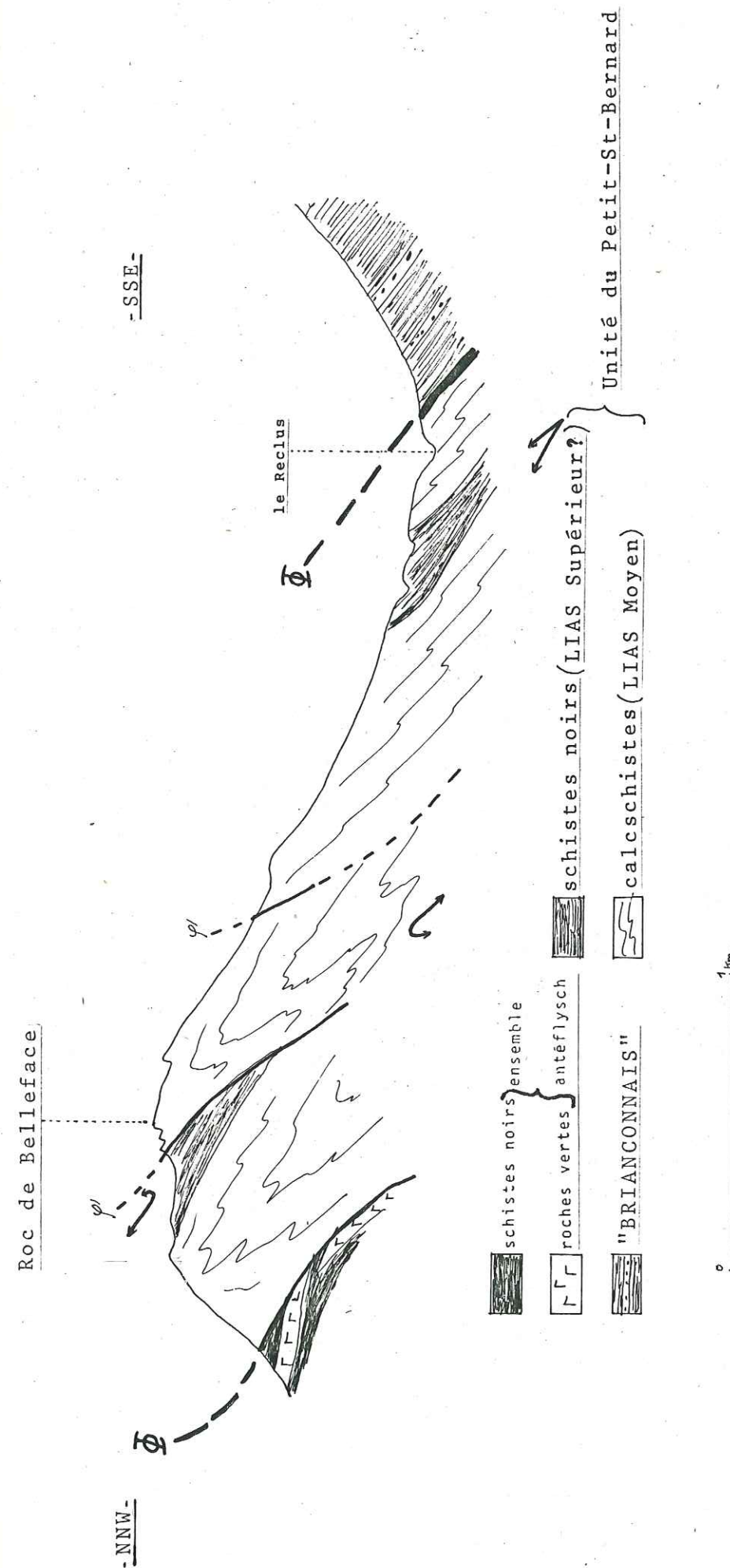


FIG. 57:

-Coupe de l'Unité du Petit-St-Bernard au niveau du Roc de Belleface-

(d'après P. ANTOINE)

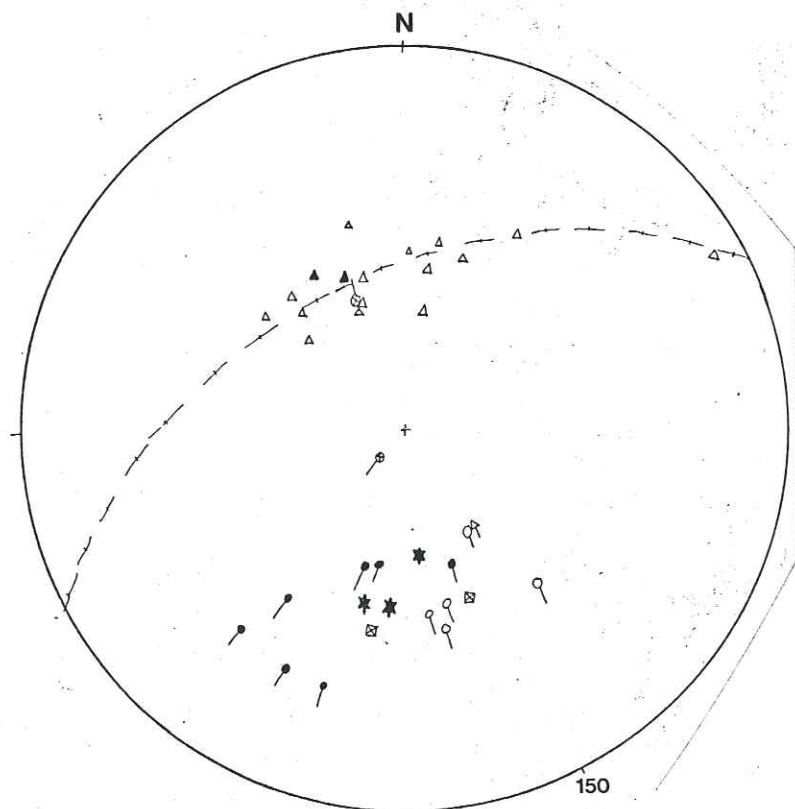
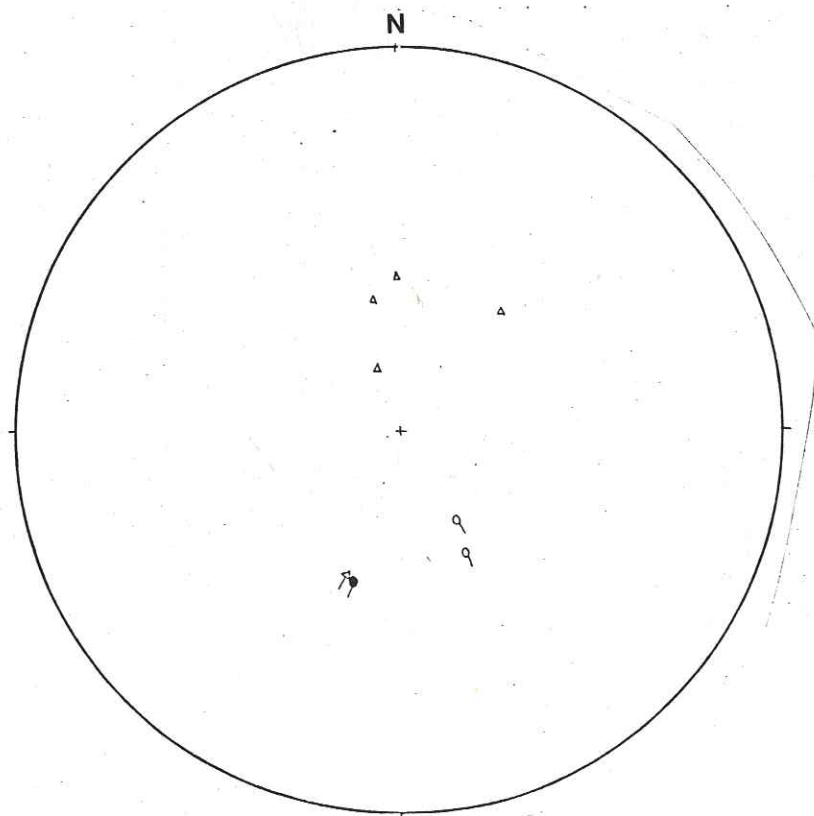


Fig. 58A

- | | |
|---------------------|--|
| □ S ₀ | ○-P ₂ |
| ▣ S ₁ | ●-P ₃ |
| △ S ₂ | ⊙-P ₄ |
| ▲ S ₃ | ----- Plan de dispersion des linéations |
| ▣ S ₄ | ++++ Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 58B



1c - Le Massif de Lancebranlette :

Une coupe effectuée sur ce Massif depuis l'ancien hospice du Petit-St-Bernard, montre dans les schistes noirs les linéations L2 $\approx$ N150 et un allongement très fort (marqué par les phyllites) $\approx$ N040, fig. 59 ; les linéations L3 sont peut-être masquées par les phyllites; des kinks N150 tardifs à l'allongement sont visibles dans cette série.

1d - L'affleurement du PC 1330 : Cet affleurement, à l'Est de St-Germain, est essentiellement constitué d'un anticlinal N130 subhorizontal, bien décrit par la S2 et la stratification. Les linéations fortement masquées par l'allongement sont sans doute des L3 : fig. 60.

1e - Les Combettes d'en Haut : Sous les Combettes d'en Haut (au Sud-Ouest de l'Aiguille du Clapey), de magnifiques plis de style P2 ont une direction N150 à N160, mais des plans axiaux verticaux. On voit bien en lame mince que les plans axiaux de ces plis sont une S2, et on distingue une S3 qui lui est perpendiculaire. Il semble qu'on se trouve ici devant une rotation de l'ensemble de 90 degrés autour d'un axe parallèle aux plis P2, par une phase tardive à la phase III. Il apparaît aussi une ondulation autour d'un axe $\approx$ N070 qui correspond assez au phénomène décrit par P. ANTOINE au voisinage du contact avec l'Unité du Roignais-Versoyen : comment ne pas voir ici une phase tardive donnant des plis N040 (à N070?), similaire à celle rencontrée dans la zone des Brèches de Tarentaise : fig. 61.

2 - Conclusion à l'étude de l'Unité du Petit-

St-Bernard : Nous retrouvons dans cette unité les trois phases synschisteuses décrites dans la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen :

- la schistosité S1 correspond à une foliation subparallèle à la stratification.

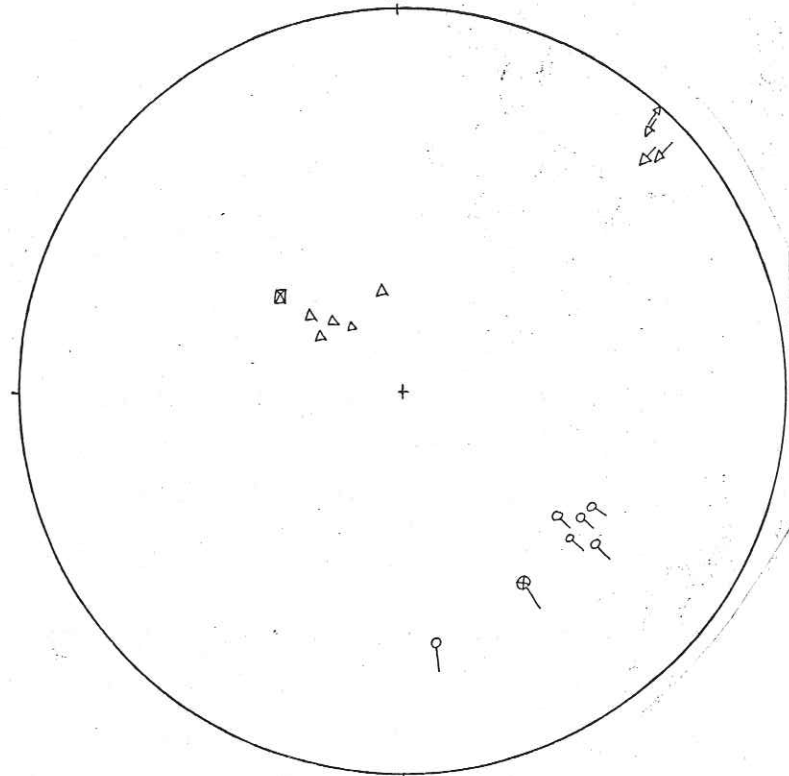
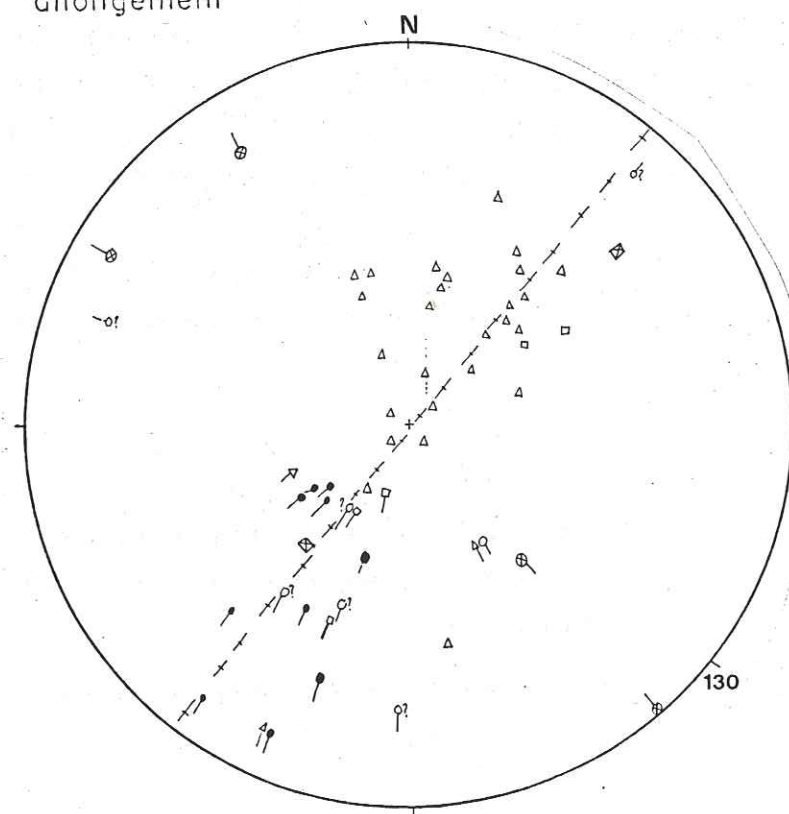


Fig. 59

- | | |
|---------------------|--|
| □ S0 | ○ P2 |
| ◻ S1 | ● P3 |
| △ S2 | ⊙ P4 |
| ▲ S3 | --- Plan de dispersion des linéations |
| ◻ S4 | ++++ Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 60



- la S2 est plan axial de plis P2 N150 à N170 plongeant au Sud-Est de 30 à 40 degrés.

Ces plis P 2, assez bien visibles dans la partie Ouest de l'unité, le sont bien moins vers la frontière italienne. Les allongements sont parallèles aux plis P 2 sur certains affleurements proches de Bourg-St-Maurice, vers l'Est où ces plis ne sont plus distinguables, ces allongements sont très nettement N040. Le passage de l'une à l'autre des directions n'est pas visible à l'affleurement en raison de la couverture quaternaire.

Nous avons là l'indice d'une complication tectonique à l'intérieur du niveau calcschisteux, qui n'apparaît pas clairement en cartographie.

Nous pouvons cependant avancer que le plissement de cette unité s'est effectué de la même façon durant la phase II que dans la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen, et, dans le modèle choisi, que la mise en place sur la série du Versoyen s'est effectuée pendant le renversement de la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen, avant l'évolution de la phase II qui réoriente les plis N040 en plis N170. L'allongement N170 associé aux plis N170 indiquent donc le même "climat tectonique" pour les deux unités, avec soit une réorientation d'une partie des linéations de l'Unité du Petit-St-Bernard, soit des structures non déterminées au sein même de l'unité, expliquant les allongements N040.

- il existe plusieurs phases post-schisteuses :

- . un plissement (ondulation) N040 à N070 bien exprimé au proche contact avec la série du Versoyen.
- . un plissement de direction N150
- . une phase en distension, exprimée surtout par des fentes de distension N070-50N, ou par des fentes en échelon qui marquent des rejeux de S2 en faille normale.
- . de nombreuses diaclases et fractures sans rejet apparent de direction ≈ N140-90.

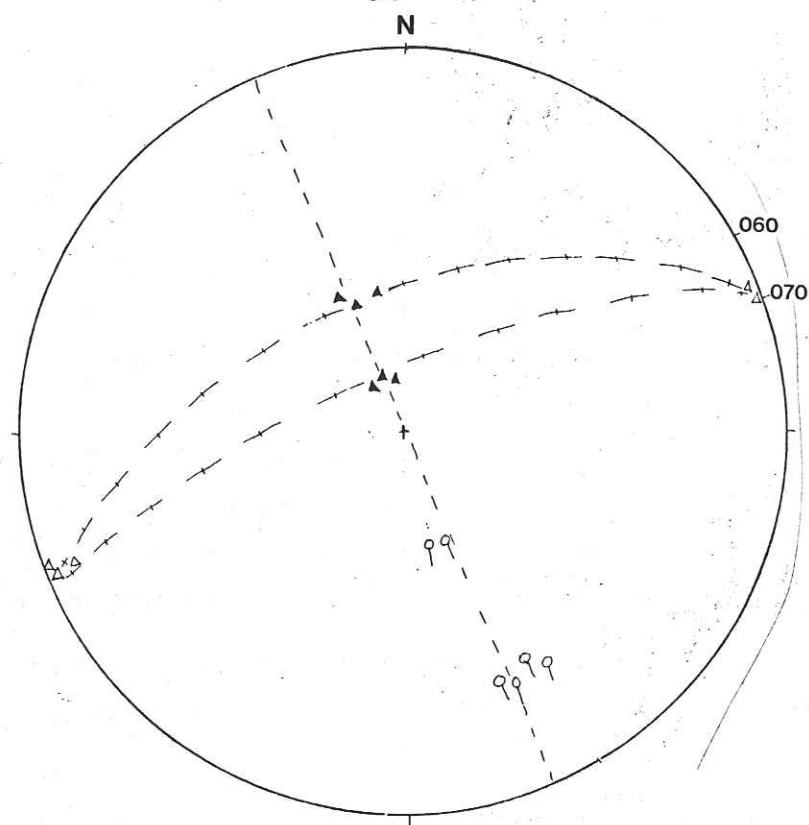
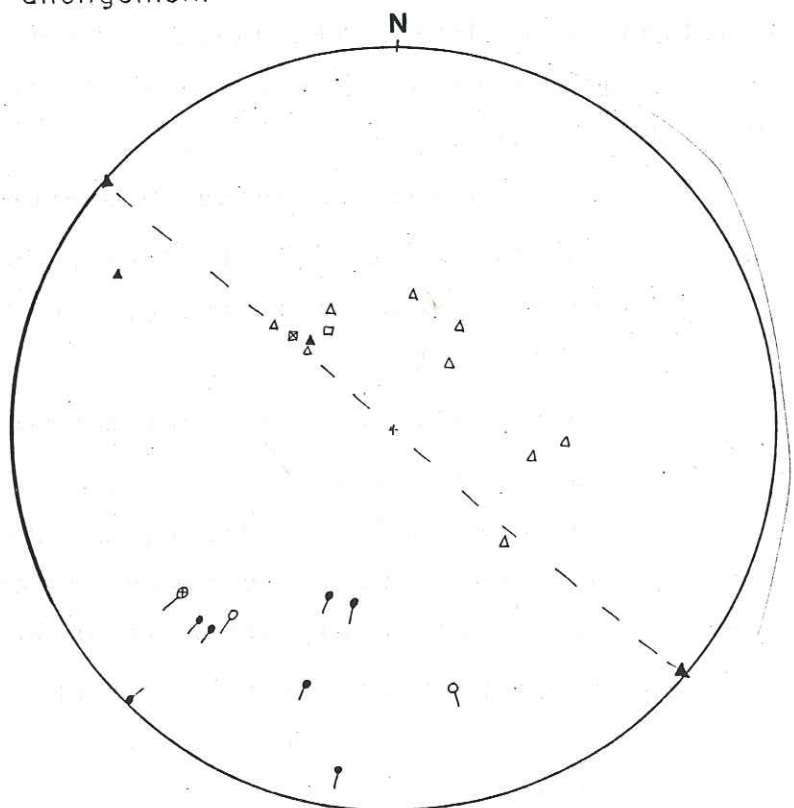


Fig. 61

- | | |
|---------------------|--|
| □ S0 | ○ P2 |
| ▣ S1 | ● P3 |
| △ S2 | ⊙ P4 |
| ▲ S3 | ----- Plan de dispersion des linéations |
| ▣ S4 | ++++ Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 62



D - L'Unité de Salins :

Elle prend le relais vers le Sud-Ouest de l'Unité du Petit-St-Bernard.

De l'Unité de Salins décrite plus au Sud (vers Moûtiers) par R. BARBIER (1948), il ne reste dans la région étudiée qu'une véritable nappe de recouvrement horizontale, qui disparaît au niveau de Bourg-St-Maurice.

Cette unité tronque nettement les séries plissées du Roignais-Versoyen (ceci est bien visible sous le Fort 2000, de la vallée du Charbonnet), et on saura donc interpréter sa mise en place comme postérieure aux grandes structures de phase II. Les terrains qui nous intéresseront particulièrement seront ceux du Houiller, la couverture mésozoïque étant principalement calcaire et de toutes façons décollée et traînée en lambeaux de couverture sur le paléozoïque (P. ANTOINE, 1971) : fig. 6 A.

1 - Etude des microstructures relevées : Les schistes du Houiller se prêtent en général assez mal à une analyse microtectonique, ne serait-ce que par la présence des micas détritiques qui perturbent les linéations. D'autre part, les affleurements sont noyés dans le quaternaire, et il devient très difficile de distinguer ce qui est en place.

Nous nous retrouvons donc avec bien peu de données concernant cette unité, qui sans doute est plus propice à l'analyse dans des secteurs situés beaucoup plus au Sud de la région présentée.

Nous retiendrons cependant : fig. 62 :

- les trois phases synschisteuses existent dans cette unité, et s'expriment de façon semblable au reste de la Zone des Brèches de Tarentaise.

- On peut déceler une sorte de bombement de la semelle houillère en avant de l'unité, au proche contact avec le flysch, la schistosité S3 étant portée en position horizontale alors que la schistosité S2 est verticalisée. Ce basculement se ferait autour d'un axe $\approx$ N050-10S.

- les linéations L2 et L3 ne peuvent rien apporter, on notera de plis P2 subisoclinaux.

2 - Conclusion à l'étude de l'Unité de Salins :

L'Unité de Salins présente les phases de déformations reconnues précédemment avec les microstructures de même type. Sa mise en place peut être rapportée comme postérieure à la phase II (elle n'est pas impliquée dans les grandes structures de phase II de l'Unité du Roignais-Versoyen) et sans doute aussi à la phase III, qui représente plutôt une phase de blocage des déplacements de couverture (S3 verticale). On attribuera donc la mise en place de l'Unité de Salins dans notre région à la phase IVA.

E - Les unités bordières de la région étudiée :

1 - L'Unité Delphino-Helvétique :

Au proche contact avec le Chevauchement Pennique frontal, les niveaux tertiaires et des replis du Jurassique supérieur y sont représentés.

On reconnaît dans ces niveaux les mêmes phases tectoniques que dans la Zone des Brèches de Tarentaise :

- les trois phases synschisteuses
- les phases tardives, dont les phases donnant les plis N150 et les plis N040 (à N090), et la phase en distension.

1a - Les schistes à niveaux de calcaires gréseux du Jurassique moyen (P. LANDRY), au contact avec le Chevauchement Pennique frontal :

1a1 - Le ruisseau de la Raja, du col de la Croix du Bonhomme au Chalet de la Raja : fig. 63 :

- on voit la dispersion des L2 sur la S2 moyenne; les L3 (mal visibles) semblent suivre les L2.
- les S2 sont bombées autour d'un axe N045-25E.
- de nombreuses diaclases N120-50N sont visibles
- des ondulations tardives métriques N120 à N150 sont visibles à certains endroits.

1a2 - Chemin menant du Cormet de Roselend aux Chalets du Truc: fig. 64 :

- on retrouve le bombement $\approx$ N035-40S ici exprimé sur les S2, et associé à des ondulations métriques.
- les L2 sont toujours dispersées sur une S2 moyenne
- des alignements de queues de pyrites tournent en même temps que les L2 sur la S2, sur certains

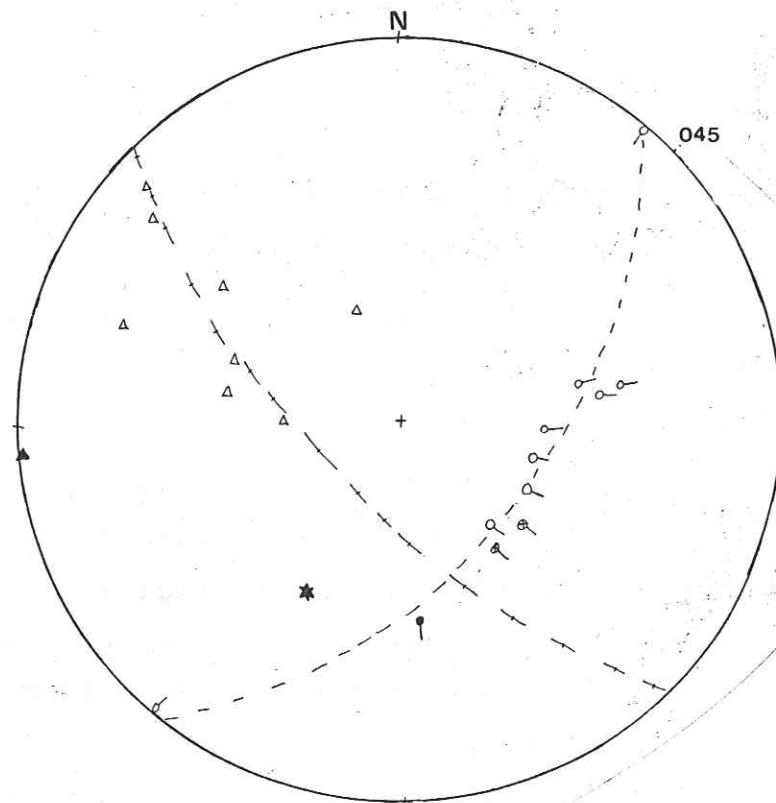
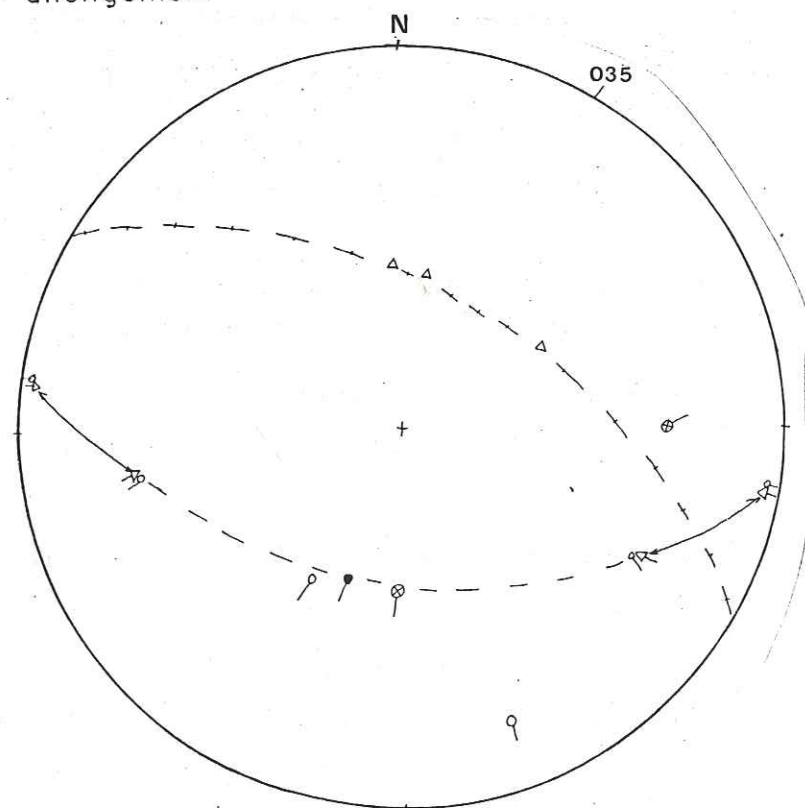


Fig. 63

- | | |
|---------------------|--|
| □ S0 | ○ P2 |
| ▣ S1 | ● P3 |
| △ S2 | ⊗ P4 |
| ▲ S3 | ----- Plan de dispersion des linéations |
| ▣ S4 | ++++ Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 64



affleurements : fig. 65 :

- . j'attribuerai ces pyrites à une phase syn à post phase II, les queues tournent en effet avec les L2 et les L3.
- . l'arrangement des queues de pyrites est certainement dû à des glissements différentiels feuillets sur feuillets de S2 postérieurs à leur mise en place, et serait donc lié à une phase tardive montrant un étirement des structures $\approx$ N-S.

On se rend compte alors qu'il faudra être prudent dans l'étude des allongements, un tel mécanisme pouvant intervenir à plus grande échelle, et ainsi une même linéation sur un même niveau pourra prendre des directions tout à fait aléatoires.

1a3 - Les schistes à l'Ouest du Cornet de Roselend:

fig. 66 : Les affleurements rencontrés montrent une parfaite dispersion des microstructures. Les exemples précédents nous permettent d'en imaginer la cause.

1a4 - Conclusion à l'étude des terrains delphino-helvétiques proches du contact avec l'Unité de Moûtiers :

Le style de déformation est semblable à celui que nous avons trouvé dans l'Unité de Moûtiers, en particulier les glissements tardifs sur les plans de schistosité S2 sont très bien marqués.

On retrouve le plissement tardif N040 bien défini dans l'Unité du Roignais-Versoyen, ainsi que la phase en extension marquée ici par des torsions de linéations sur S2.

1b - Le Roc Biolley. fig. 67 :

Au Sud du Rocher du Vent (à l'Est du Cornet de Roselend) la route qui mène du lac de Roselend aux Chapieux entaille plusieurs barres calcaires qui montrent des replis enchevêtrés tout à fait spectaculaires.

Nous nous intéresserons particulièrement aux deux barres supérieures attribuées au Malm (P. LANDRY), dont la plus haute constitue le Roc Biolley : fig. 68.

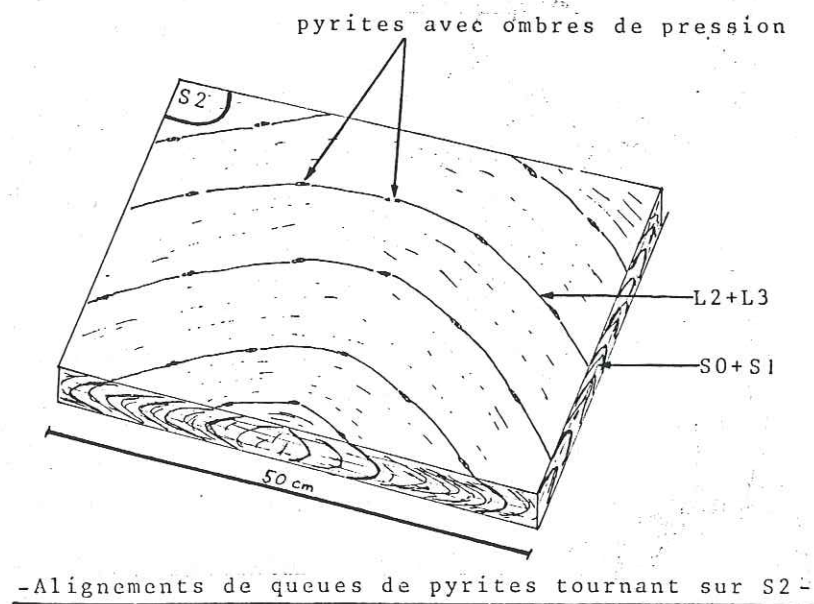


Fig. 65

- | | |
|---------------------|---|
| □ S ₀ | ○ P ₂ |
| ▣ S ₁ | ● P ₃ |
| △ S ₂ | ⊗ P ₄ |
| ▲ S ₃ | ----- Plan de dispersion des linéations |
| ▤ S ₄ | + + + + Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 66

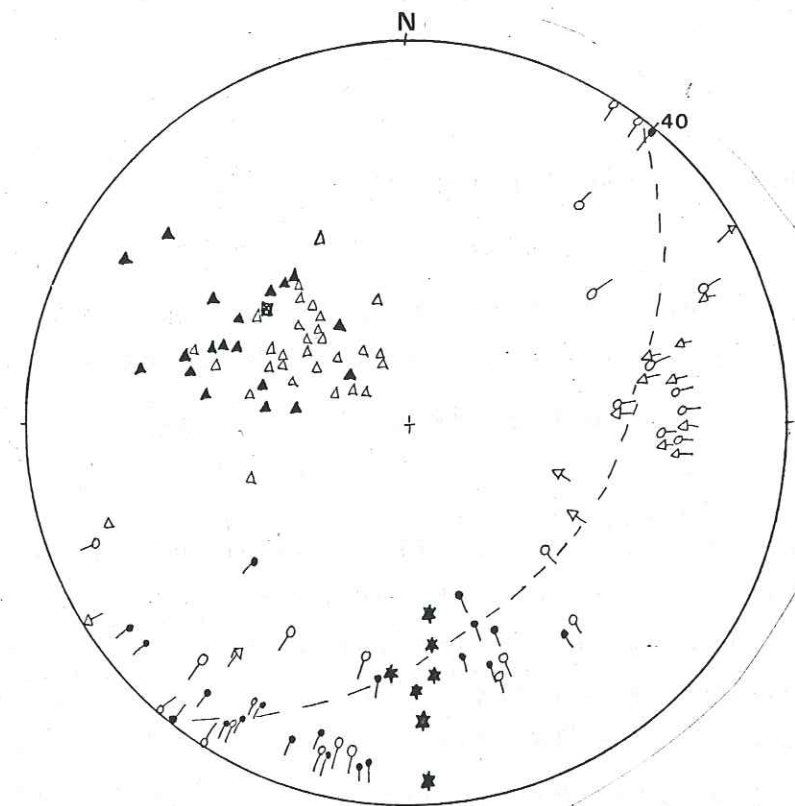
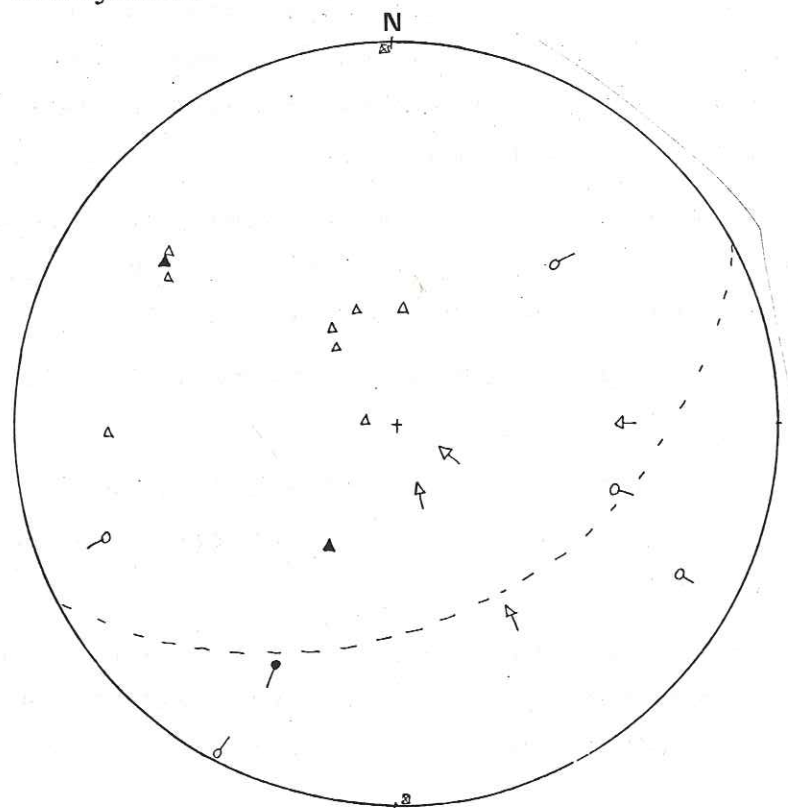
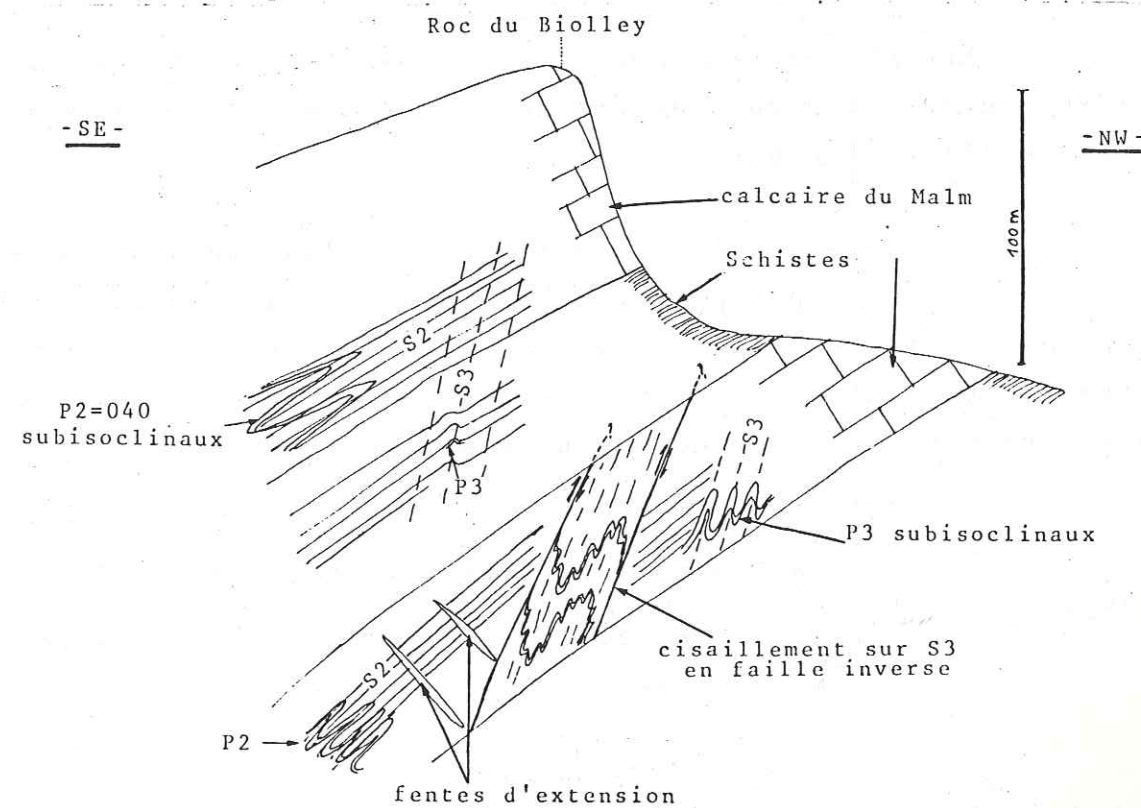


Fig. 67

- | | |
|---------------------|---|
| □ S ₀ | ○ P ₂ |
| ▣ S ₁ | ● P ₃ |
| △ S ₂ | ⊗ P ₄ |
| ▲ S ₃ | ----- Plan de dispersion des linéations |
| ▤ S ₄ | + + + + Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 68



-Schéma représentatif des déformations du Roc Biolley-

Les directions principales donnent :

- une dispersion des L2 et L3 sur la S2 moyenne.
- une concentration des allongements marqués par des queues de pyrites dans les directions N090.
- des fentes E-W subverticales

Ce qui donne à cet affleurement un aspect d'anarchie dans le plissement est qu'à chaque phase il y a une recristallisation de calcite, en particulier dans les schistosités nouvellement formées. Ainsi chaque phase verra ses filons de calcite "interférer" avec les filons des phases précédentes. Cependant le style des microstructures est tout à fait semblable à celui des secteurs voisins, les plis P3 très pincés dans la barre inférieure pouvant être confondus avec des plis P2. On voit aussi dans la barre inférieure des fentes sigmoïdes qui affectent des plis P2 et P3, associées à des zones de cisaillement à jeu en faille inverse empruntant la schistosité S3. On a là sans doute l'expression de la phase IV A en compression (fig. 19).

Des fentes de tension plongeant fortement au Nord peuvent être associées à la phase IVC.

Les queues d'allongement des pyrites de direction $\approx$ N090 peuvent être considérées comme de phase II, reprises par la phase III et les phases tardives.

1c - Conclusion à l'étude du domaine delphino-helvétique : Les déformations décrites semblent en continuité avec celles décrites dans l'Unité de Moûtiers. Cette remarque n'est évidemment valable que pour la très petite zone située près du Chevauchement Pennique Frontal.

On retiendra ainsi :

- la présence des trois schistosités S1, S2, S3
- les plis P2 subisoclinaux à isoclinaux sont de direction N040 (Roc Biolley).

- les plis P3 tendent à prendre un style subisoclinal de type P2 (Roc Biolley)
- il existe des rejeux sur les schistosités S2 et S3, ainsi que des ondulations N040 et des cisaillements sur la S3.
- on retrouve aussi la phase distensive créant les fentes d'extension subverticales du Roc Biolley.

2 - Le Houiller "briançonnais" :

Limite Sud de la région d'étude, la nappe du "Briançonnais" chevauche les Unités de Salins et du Petit-St-Bernard par l'intermédiaire d'une semelle gypseuse.

Les affleurements proches du secteur étudié sont rares et toujours dispersés au milieu du quaternaire. Les glissements de pentes de ces terrains sont fréquents, aussi les observations sont-elles souvent sujettes à caution.

2a - Les terrains du Briançonnais entre l'Unité de Salins et l'Isère : Un très petit nombre de mesures a été fait, cependant on constate :

- les S3 sont très dispersées autour d'un axe $\approx$ N040-00, de même que les S2, entraînant les L2; les S3 se trouvent souvent en position subhorizontale.
- des fentes d'extension N130-85N sont perpendiculaires à cet axe de dispersion.

2b - Entre Séez et le Col du Petit St-Bernard :
fig. 70 :

Les affleurements sont en général très peu sûrs; on ne retiendra que la dispersion des L3 sur une S2 moyenne, et un plongement très faible des S3.

2c - La Crête des Embrasures au Col de la Traversette (Sud du Col du Petit-St-Bernard) :
fig. 71 :

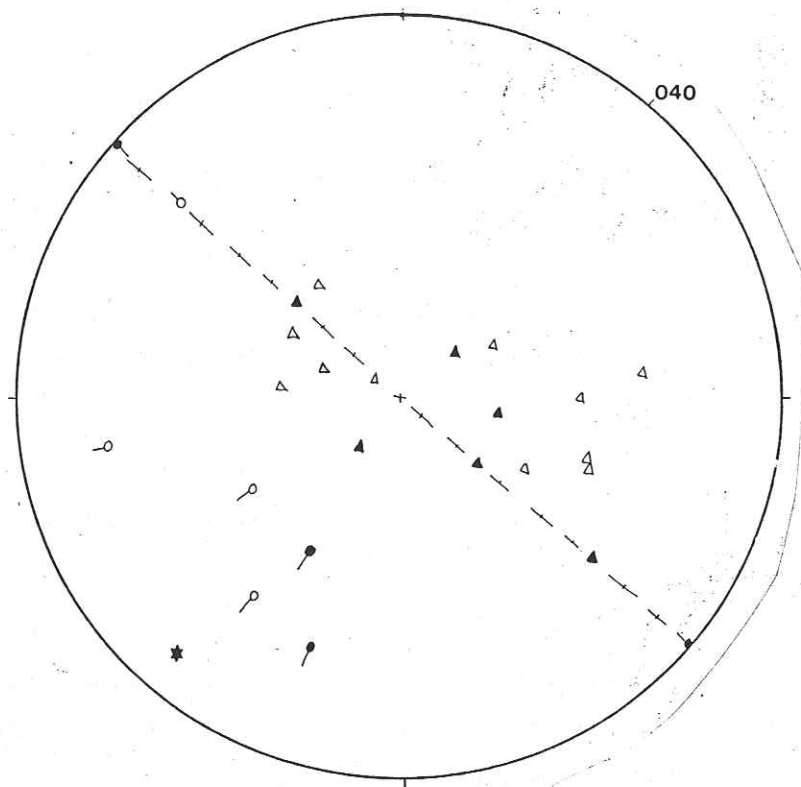


Fig. 69

- | | |
|---------------------|---|
| □ S ₀ | ○ P ₂ |
| ▣ S ₁ | ● P ₃ |
| △ S ₂ | ⊙ P ₄ |
| ▲ S ₃ | ----- Plan de dispersion des linéations |
| ▣ S ₄ | + + + + Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Fig. 70

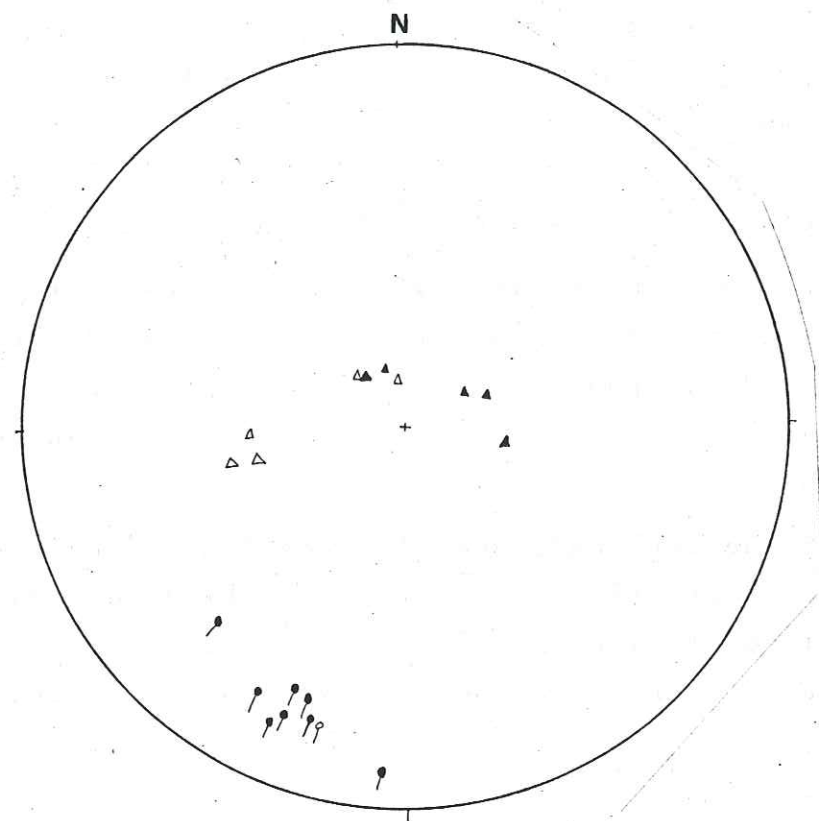
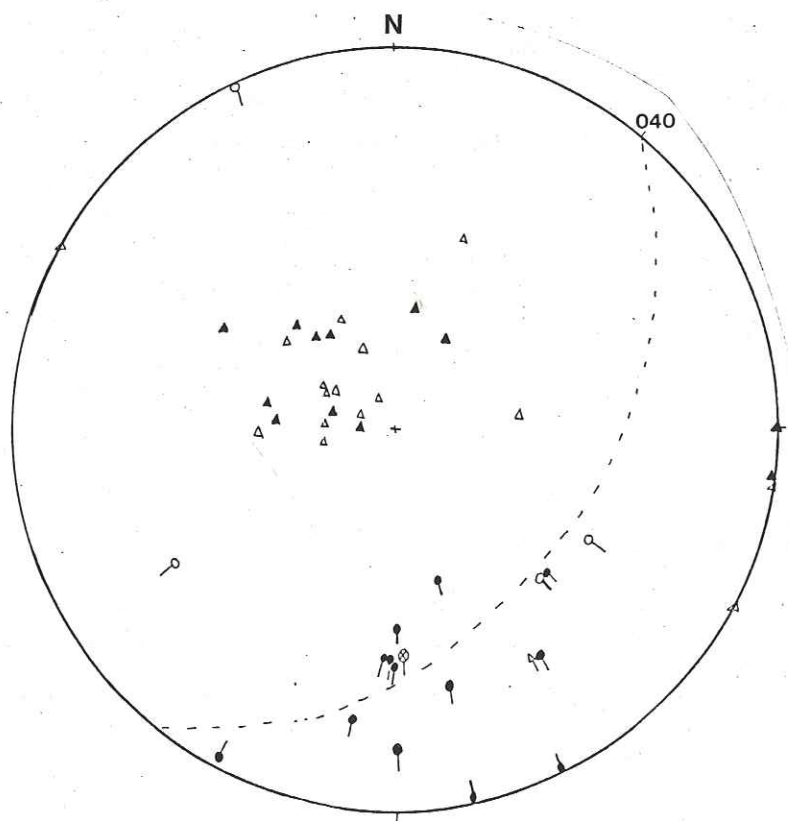


Fig. 71

- | | |
|---------------------|---|
| □ S ₀ | ○ P ₂ |
| ▣ S ₁ | ● P ₃ |
| △ S ₂ | ⊙ P ₄ |
| ▲ S ₃ | ----- Plan de dispersion des linéations |
| ▣ S ₄ | + + + + Plan de dispersion des schistosités |
| ★ Fente d'extension | |
| ← allongement | |

Sur cette crête la phase III est exprimée de façon très intense, au point que les plis P3 ressemblent fortement à des plis P2. La schistosité S3 est très peu pentée vers le Sud, et transpose presque la S2, au point que les linéations L2 ne sont plus discernables.

2d-Conclusions sur le Houiller briançonnais :

Les niveaux schisteux proches du contact avec la Zone des Brèches de Tarentaise se prêtent peu à une étude microtectonique. Il faudrait pour une meilleure compréhension de cette zone, étendre le terrain d'étude, et notamment dans des régions plus internes.

On ne retiendra que l'expression forte de la phase III exprimée par ses plis P3 assez pincés (bien que toujours concentriques), et la schistosité S3 subhorizontale, en bien des endroits, sans doute en raison des déformations tardives.

IV-CONCLUSION GENERALE:

Après un rappel des structures étudiées dans les différentes unités, nous tenterons de relier entre elles les principales déformations reconnues afin de définir l'évolution de la région.

A - Traits principaux des différentes phases de déformation : Fig. 72; Fig. 73: schématisation; coupes sériées : fig. 74.

1 - Les phases "anté-schisteuses" ou "anté-flysch":

Des mouvements verticaux de socle sont admis pour ces phases, reconnaissables actuellement par la seule étude stratigraphique et cartographique.

Le plissement à vergence SE qui a été décrit dans le Trias de Crêt Bettex révèle des déformations précoces de style assez souple, mais en raison de l'unicité de cette observation, on ne peut lui donner une portée générale.

2 - Les phases synschisteuses:

Phase I : Elle est surtout exprimée par une foliation contemporaine des plis isoclinaux très étirés, dont la direction n'est pas déterminable.

Phase 2 : Elle est présente partout et est marquée par une schistosité S₂ de crénulation fine, plan axiale de plis P2 subisoclinaux N040 à déversement vers le Nord-Ouest. Les grands contacts anormaux sont sans doute apparus au cours de cette phase II.

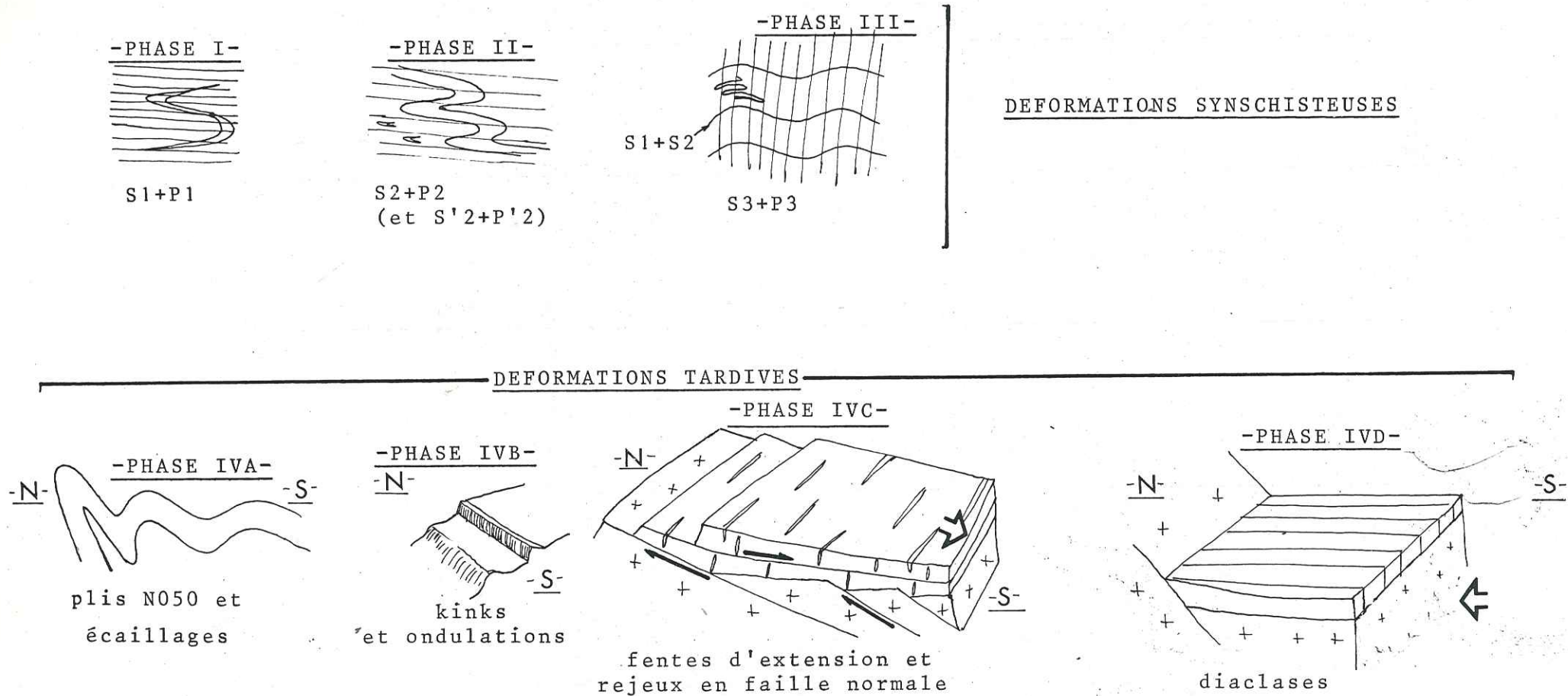
Phase II' : Elle est bien exprimée dans la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen et dans l'Unité du Petit-St-Bernard, par des plis N170 déversés à l'Ouest, et par une schistosité plan axiale de même type que la schistosité S₂.

Les phases synschisteuses I, II et II' sont dues à des déformations tangentiellles donnant naissance à des schistosités subhorizontales (à pendage vers le Sud-Est accentué lors des phases tardives) et à des plis de style souple. Les allongements parallèles aux axes de plis P2 ont été interprétés par une déformation "en rouleaux", avec constriction perpendiculaire à la chaîne alpine. La phase II', avec les directions de plis P'2 N150 à N170 est la plus délicate à expliquer : elle possède, là où on peut la mettre en évidence, les mêmes caractéristiques microstructurales que la phase II, et elle s'est produite probablement en continuité avec celle-ci. Cette phase

FIG. 72: Tableau récapitulatif des différentes phases de déformation:

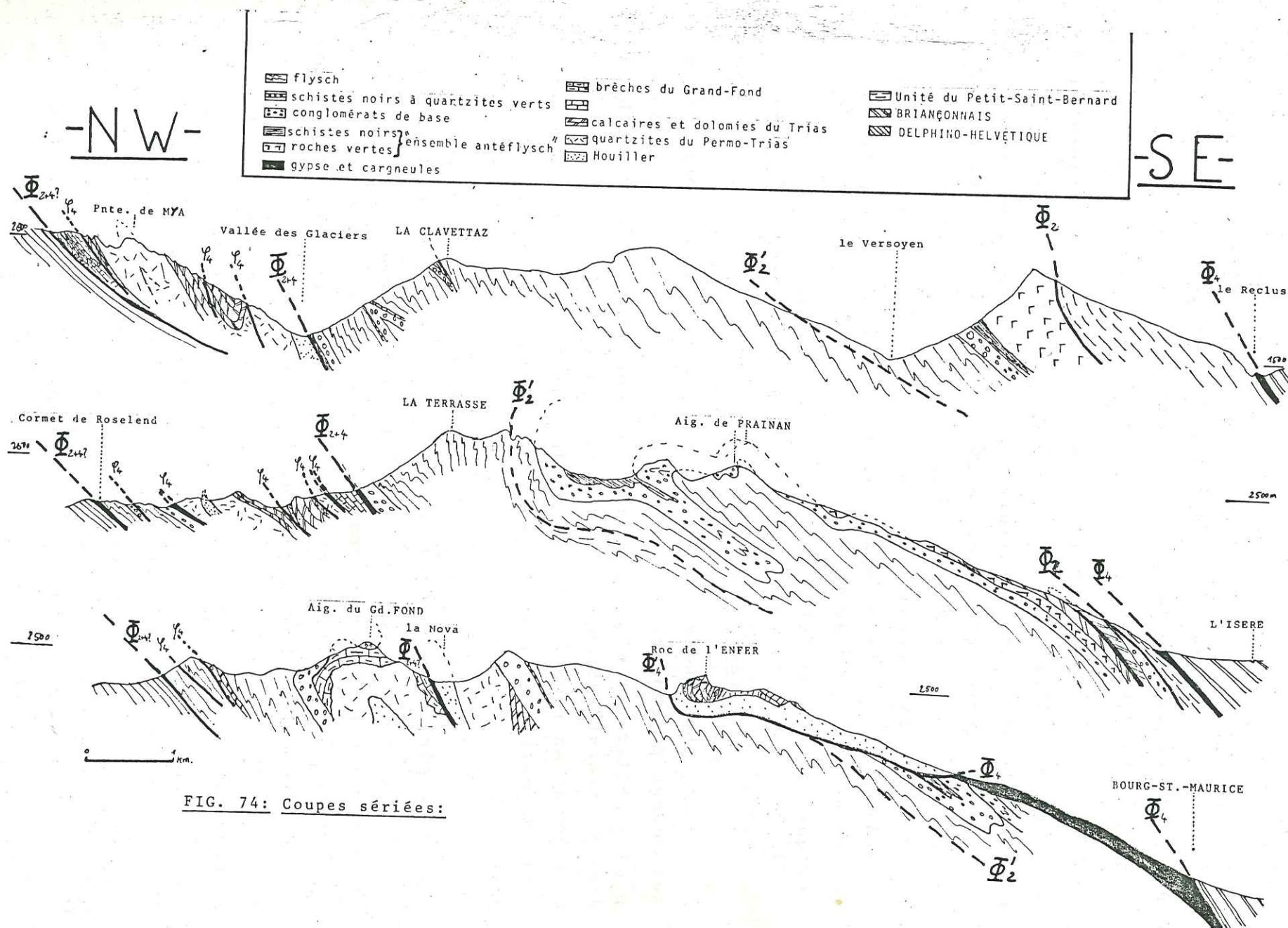
PHASE	STYLE	ECHELLE	DIRECTION	VERGENCE	EXTENSION
anté-S1	plis concentr.?.... +jeu de socle?	décam.à km.?	?	SE? ?	tt.la région
I	foliation S1 P1 isocl.couchés	 + décim.	? ?	? ?	tt.la région
II	S2 de crénulation P2 subisocl. allongement chevauchements	 mm.à km. km.	≈N040-30SE N040 N040 ≈N040 30SE	SE SW SW SE	tt.la région
II'	S'2 de crénulat. P'2 subisocl.	 m.àkm.	≈N100-30S N170	S S	partie interne du Roign.Vers. et U.Pit.St.B.
III	S3 de crénulation P3 ondulations	 mm.à km.	≈N020-90 N020		tt.la région
IVA	ondulations rejeux sur S2 chevauchements	m.à km. } m.à km.	N050		tt.la région
IVB	ondulations et kinks	} m.à décam.	N150	S	tt.la région
IVC	fentes boudins	cm.à hm.	N080-80S	N	tt. la région
IVD	fract.sans rejet	m.à km.	N120-90		tt. la région

FIG. 73: Schéma interprétatif de l'évolution tectonique de la région:



- 112 -

- 113 -



- | | | |
|-----------------------------------|--------------------------------|------------------------------|
| flysch | brèches du Grand-Fond | Unité du Petit-Saint-Bernard |
| schistes noirs à quartzites verts | calcaires et dolomies du Trias | BRIANÇONNAIS |
| conglomérats de base | quartzites du Permo-Trias | DELPHINO-HELVÉTIQUE |
| schistes noirs | Houiller | |
| roches vertes | | |
| gypse et cargneules | | |

II' est expliquée par un cisaillement vers l'Ouest.

La mise en place de l'Unité du Petit-St-Bernard a été reconnue de phase II, cette unité étant affectée par la phase II' de la même façon que la partie interne de l'Unité du Roignais-Versoyen.

Phase III : Elle se marque par des ondulations N020 qui sont associées à une schistosité de fracture S3 assez fruste et subverticale. Les anticlinaux de Crêt Bettex et du Pont-St-Antoine sont attribuables à cette phase. Le style de déformation marque un changement dans le comportement des matériaux : on passe de la déformation souple des phases I, II et II' à une déformation de style plus superficiel. La phase III s'exprime comme un "gaufrage" de la région par un serrage $\approx$ E-W. On a en quelques sortes un "blocage" des mouvements de nappes.

3 - Les phases tardives :

Les phases tardives correspondent à la continuation des phases précédentes, avec un style de déformation de plus en plus superficiel; elles peuvent cependant être très rapprochées dans le temps ("subcomporaine"), leur distinction est faite uniquement en fonction des types de structures; compte tenu du style de celles-ci, les attributions chronologiques sont très délicates.

Phase IVA : Elle correspond à des ondulations amples de direction N040 à N050 (de type "anticlinal du Grand-Fond") présentes dans toute la région; ces ondulations évoluent en plis-fracture vers le Nord-Est, jusqu'à un biseautage des séries (Massif de Mya); de nombreuses fractures et rejeux de grands contacts de phase II sont imputables à cette phase. La mise en place de l'Unité de Salins dans notre région est sans doute aussi de phase IVA (troncature des structures de phase II').

Phase IVB : Surtout évidente dans l'Unité du Petit-St-Bernard par des ondulations et plis de direction N150; on doit aussi y associer les plis en chevrons et les kinks visibles dans toutes les unités.

Phase IVC : On peut rendre compte de cette phase par la surrection des massifs cristallins externes, se traduisant dans la région étudiée par des rejeux de discontinuités

en failles normales (rejeux sur la S2 en général), et aussi des fentes d'extension de direction ENE-WSW à fort pendages.

Phase IVD : Un réseau de fractures sans rejet apparent, de direction N110 à N130, hache la région étudiée. On interprètera dans un premier temps ces fractures comme l'équivalent d'un diaclasage sous l'effet d'un serrage perpendiculaire à la chaîne.

B- Les secteurs voisins de la région étudiée :

L'étude microtectonique dans les secteurs proches de la région étudiée a été jusqu'à présent assez succincte. Les problèmes stratigraphiques nombreux ont fait l'objet d'incessantes recherches; l'évolution tectonique de cette partie des Alpes était déduite de l'évolution paléogéographique.

On retiendra cependant les travaux récents de J.P. GRATIER, B. LEJEUNE, J.L. LAVERGNE (1973), et de B. PIJOLAT (1978), pour l'étude des déformations dans la Zone delphino-helvétique :

- la schistosité S1 est mal définie par ces auteurs.

- la schistosité S2 est plan axiale de plis subisoclinaux N040.

- les allongements attribuables à la phase II sont décrits en général N120 (soit perpendiculaire aux axes de plis P2), avec parfois des directions d'étirement parallèles aux axes de plis qui ne sont pas discutés (fig. 75A).

- il existe une phase III de même type que dans la Zone des Brèches de Tarentaise.

- les structures tardives sont comparables à celles que nous avons reconnues.

Ces différents auteurs décrivent un sens de cisaillement parallèle aux étirements (perpendiculaire aux axes de plis P2). Nous voyons là une différence essentielle dans le comportement des matériaux de deux régions voisines, et donc une différence notable des climats tectoniques lors de la phase II (fig. 75A). Nous ne pouvons donc pas admettre que le contact entre l'Unité delphino-helvétique et la Zone des Brèches de Tarentaise est de phase II, à moins de remettre en cause la valeur des observations effectuées dans les secteurs delphino-helvétiques : l'importance des phases tardives y a peut-être été sous estimée, et les plis

FIG. 75A: Comparaison du style de déformation entre la Zone delphino-helvétique et la Zone des Brèches de Tarentaise:

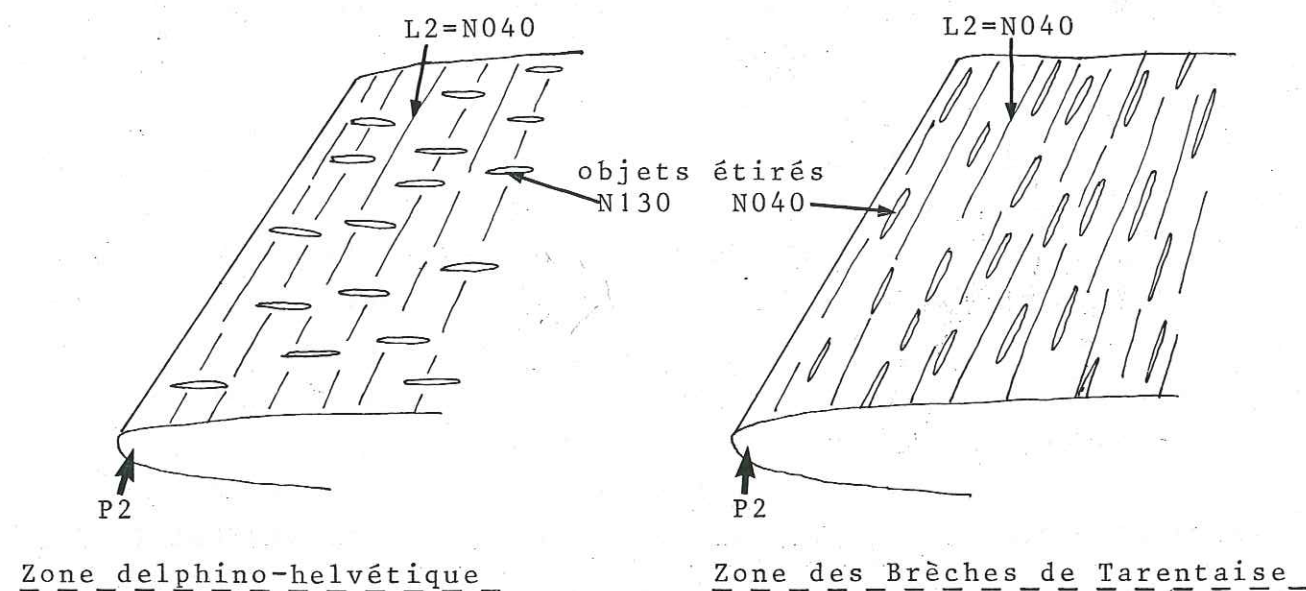
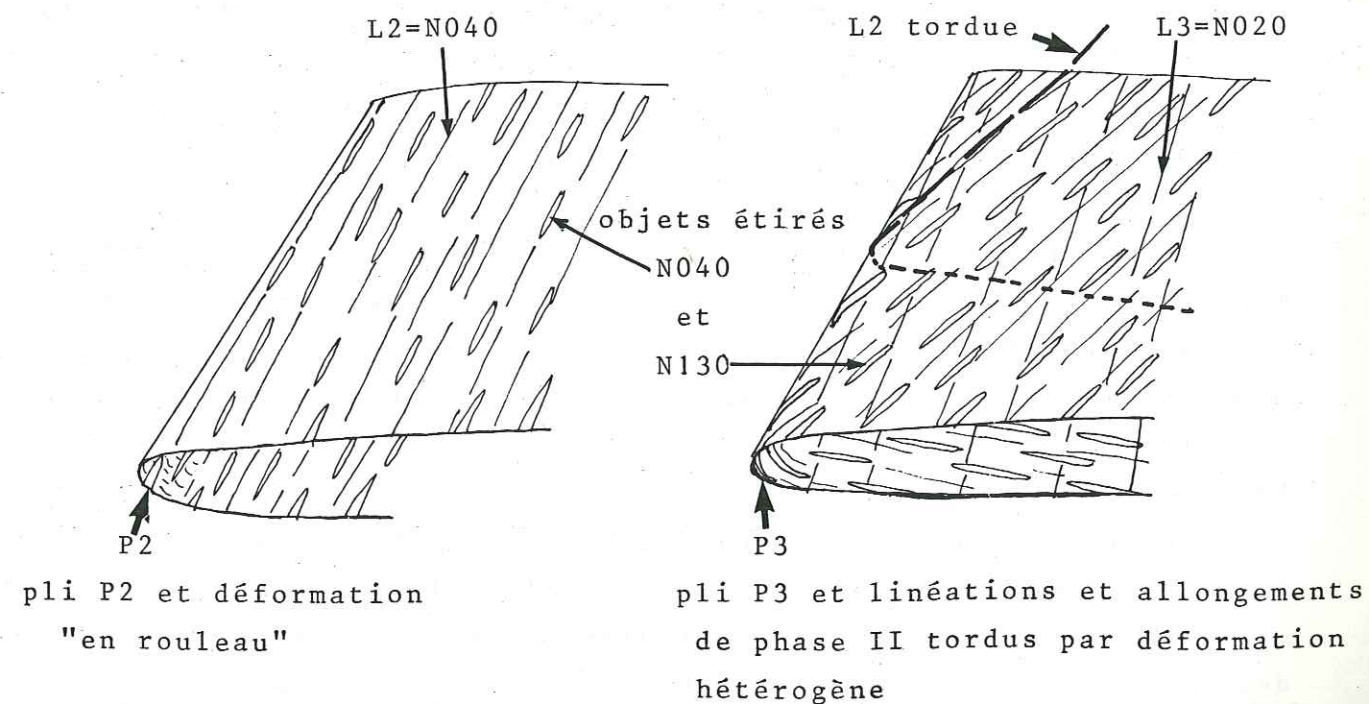


FIG. 75B: Linéations de phase II et pli P3 subisoclinal:



P3, qui peuvent être très évolués (voire plis P3 subisoclinaux du Roc Biolley), peuvent être une cause de réorientations des allongements de phase II (fig. 75B) parallèlement à un sens de cisaillement, par déformation hétérogène sur la S3.

C-Chronologie des phases tectoniques:

Nous n'avons jusqu'à présent donné qu'une chronologie relative des déformations.

Les terrains les plus récents dans la Zone des Brèches de Tarentaise sont ceux du flysch s.s., qui n'est pas daté avec certitude (Crétacé supérieur-Eocène ?), et qui est affecté par la phase I. Il est donc impossible de donner une chronologie absolue des déformations observées.

Différents auteurs, pour des régions différentes, ont tenté de cerner chronologiquement la tectonique des Alpes franco-italiennes:

/ P.TRICART, J.M.CARON, M.GAY et P.VIALON (1977), sur une transversale du Pelvoux, proposent des âges "compatibles avec des données radiométriques":

- °Eocène supérieur-Oligocène pour la phase I.
- °Oligocène supérieur ? pour la phase II.
- °Néogène ? pour la phase III.

/ J.M.CARON (1977) pour les schistes lustrés piémontais attribue:

- °la phase I au Sénonien;
- °la phase II à la limite Eocène-Oligocène.

/ J.P.GRATIER, B.LEJEUNE et J.L.VERGNE (1973) proposent pour la Zone delphino-helvétique:

- °Crétacé supérieur pour la phase I.
- °Priabonien-Oligocène pour la phase II.
- °Miocène-Pliocène pour la phase III.

Nous relèverons cependant qu'une barre (au moins) de calcaire nummulitique à été décrite (G.MENNESSIER (1965), P.LANDRY (1976)) dans la coupe du Rocher du Vent, au proche contact avec la Zone des Brèches de Tarentaise. Cette barre, datée plus précisément du Priabonien par P.LANDRY, est impliquée dans de grandes structures isoclinales attribuables à la phase II, mais le fait important est que la phase I y semble aussi exprimée. On aurait là la preuve que la phase I dans cette région est nettement post-Priabonienne, ce qui remet en question la datation des différentes phases tectoniques pour notre secteur d'étude.

D-Essai de modélisation de l'évolution tectonique dans la Zone des Brèches de Tarentaise: fig. 76:

Nous pouvons schématiser l'évolution tectonique de la région étudiée par deux périodes de déformation:

-Première période: déformations plastiques des phases I, II et II', avec mise en place de l'Unité du Petit-St. Bernard, peut-être aussi de l'Unité de Moûtiers sur le Delphino-Helvétique.

-Deuxième période: style superficiel et déformations cassantes des phases tardives; on a reconnu la possibilité de jeux cisailants subhorizontaux avec le chevauchement de l'Unité de Salins.

La phase III servirait de transition entre ces deux périodes, avec le blocage des mouvements de nappes.

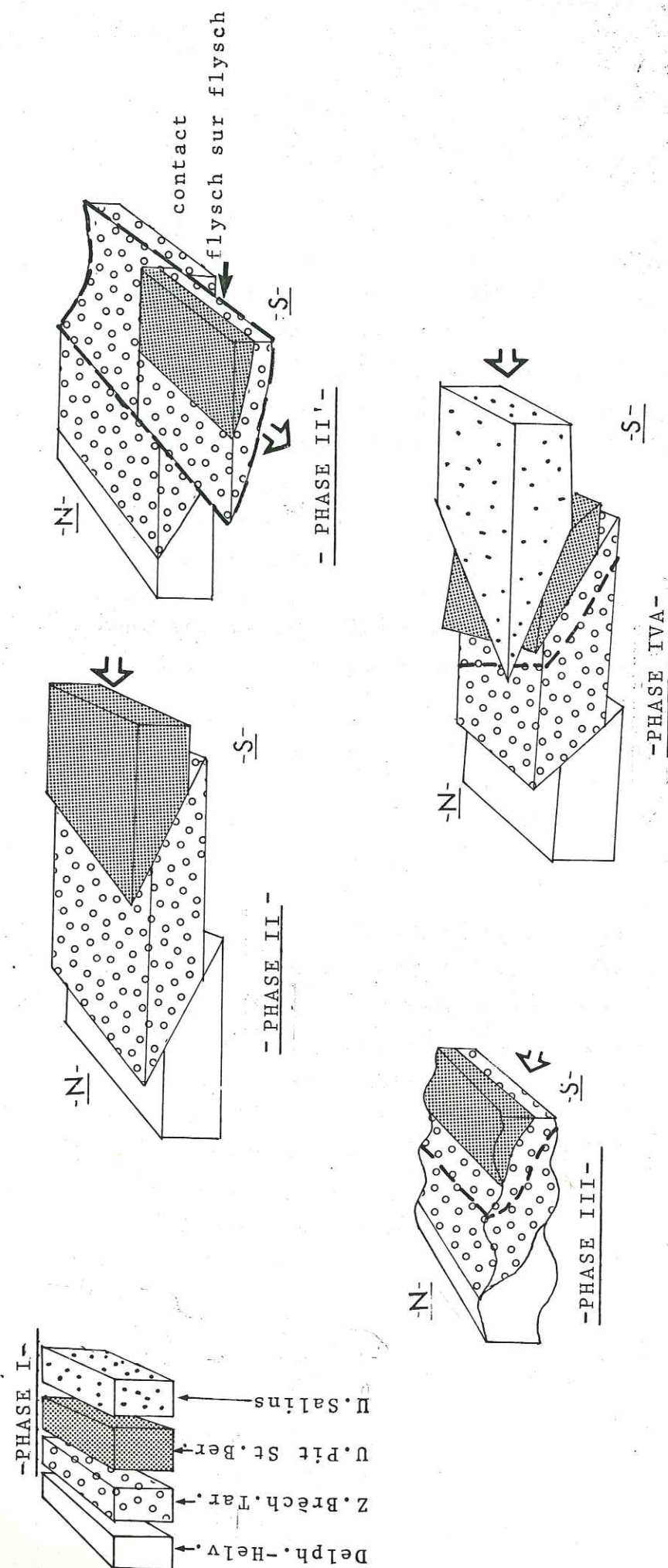


FIG. 76: Modèle interprétatif de l'évolution de la Zone des Brèches de Tarentaise:

E-Conclusion:

Le présent travail a permis d'éclaircir la tectonique de la Zone des Brèches de Tarentaise, au Nord de Bourg-Saint-Maurice:

- les phases synschisteuses ont été individualisées.
- l'importance des déformations tardives a été soulignée.

Il serait hâtif de vouloir tirer de cette étude restreinte en surface des conclusions sur la genèse des Alpes. Tout au plus pouvons-nous nous faire une idée du type d'évolution de la zone comprise entre le Domaine delphino-helvétique et le Domaine briançonnais; la phase III marquerait la transition entre les déformations souples et les déformations de style plus superficiel.

La phase II, en particulier, permet de supposer que le système de contrainte a changé de direction dans le temps: nous devons en effet invoquer des cisaillements horizontaux Est-Ouest pour expliquer les plissements et les structures associées N170, et non pas uniquement et invariablement des cisaillements horizontaux vers le Nord-Ouest ou le Nord. Nous avons là l'indice d'une évolution complexe de la chaîne alpine, dans laquelle les déformations de couverture, liées à des mouvements de nappes, interfèrent sans doute avec des mouvements synchrones de blocs de socle.

La chronologie absolue des différentes phases n'a pu être établie par manque de séries "post-tectoniques"; la phase I cependant doit être considérée comme post-priabonienne.

BIBLIOGRAPHIE.

- M.d'ALBISSIN(1963)-Traces de la déformation dans les roches calcaires
Rev.Géogr. phys. dynam.,fasc. suppl.1963.
- A.AMSTUTZ(1975)-Structures alpines entre Tessin et Grisons.
Arch.des Sci. vol.28,fasc.1,pp.25 à 40.
- A.AMSTUTZ(1977)-Subductions cisaillantes et création de nappes sans
racine dès l'origine. C.R.Acad. Sci. Paris,t.283.
- A.AMSTUTZ(1975)-Formation des Alpes entre Ivry et Genève.
C.R.Acad. Sci. Paris,t.284.
- J.ANDRIEUX(1970)-La structure du Rif central.Thèse Montpellier.
- P.ANTOINE(1968)-Sur la position structurale de la "Zone du Versoyen".
Geol. alpine,t.44.
- P.ANTOINE(1971)-La Zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice
et la frontière italo-suisse.Thèse Grenoble.
- P.ANTOINE,R.BARBIER,J.COLLART(1973)-Mise en évidence d'un pli couché
kilométrique dans la Zone des Brèches de Tarentaise au Nord-Ouest
d'Aime (Savoie) et ses conséquences structurales.
Geol. alpine,t.49.
- F.ANTOINE,J.L.PAIRIS,B.PAIRIS(1975)-Quelques observations nouvelles
sur la structure de la couverture sédimentaire interne du
massif du Mont Blanc entre le col Ferret et la Tête des Fours.
Geol. alpine,t.51.
- P.ANTOINE,P.LANDRY(1976)-Précisions nouvelles sur l'extension du
domaine helvétique en Savoie,à l'arrière de l'axe cristallin
Belledonne-Mont Blanc. Eclogae geol.Hel.,69/2.
- J.AUBOUIN (1977)-Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale:
esquisse d'une comparaison du cadre alpin. Bull. Soc. geol.Fr.,
(7),t.24,n.3,p.421.
- A.AUTRAN,M.FONTAILLES,J.GOGUEL,G.GUITARD (1972)-Sur l'origine de la
schistosité. C.R.Acad. Sci. Paris,t.274,série D,p.1889.
- S.N.AYRTON (1972)-Prolongement de la nappe de Morcles en France.
Eclogae geol.Hel.,2,1972.

- S.N. AYRTON, J.G. RAMSAY (1974) - Tectonic and metamorphic events in the Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., Schweiz, (1974), 54, N°2-3.
- H. BADOUX (1963) - Les unités ultrahelvétiques de la zone des cols. Eclogae geol. Hel., 56, 1.
- J.C. BARFETY (1976) - Données nouvelles sur les traits fondamentaux de la structure de la zone dauphinoise au Nord du massif du Pelvoux. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 283.
- J.M. BERTRAN (1968) - Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis. Geol. alpine, t. 44.
- J. BIENFAIT (1976) - La schistosité du Mésozoïque et du Carbonifère dans le massif des Aiguilles Rouges et la zone sédimentaire de Chamonix. D.E.A. Montpellier.
- J. BOCQUET (1974) - Le socle Briançonnais: arguments en faveur de son polymétamorphisme. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 278, série D, p. 2601.
- C. BORDET (1961) - Recherches géologiques sur la partie septentrionale de Belledonne. Thèse Paris.
- J.L. BOUCHEZ (1971) - Exemples de traitement automatique des données numériques en géologie structurale et en pétrologie. Thèse Nantes.
- M. BRUNEL, J. GEYSSANT (1978) - Mise en évidence d'une déformation rotationnelle Est-Ouest par l'orientation optique du quartz dans la fenêtre des Tauern (Alpes orientales). Rev. Geogr. phys. et Geol. dynam., (2), vol. 20; fasc. 4, p. 335.
- R. CABY (1968) - Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales; subdivisions stratigraphiques et structure de la zone Grand-St-Bernard dans la partie Sud du Val d'Aoste. Geol. alpine, t. 44.
- R. CABY (1973) - Plis transversaux dans les Alpes occidentales pour la genèse de la chaîne alpine. Soc. Geol. France, xv, p. 624.
- R. CABY, J.R. KIENAST, P. SALIOT (1976) - Modèle d'évolution des Alpes occidentales. Contrib. C.G.G. n. 225.
- R. CABY, J.R. KIENAST, P. SALIOT (1978) - Structure métamorphique et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Rev. Geogr. Phys. (2), vol. XX, fasc. 4, p. 307, Paris.
- E. CARFANTAN (1973) - La bordure sédimentaire du massif de Belledonne entre la vallée de l'Arc et Albertville. Ann. C. Univ. Savoie.
- Y. CARISTAN (1975) - La déformation plastique des lherzolites de l'étang de Lers. Thèse Paris.
- F. CARME (1970) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C.R. Acad. Sci. Paris t. 271.
- F. CARME (1971) - Des phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 273.
- J.M. CARON (1971) - Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes cottiennes Italie). Geol. alpine, t. 47.
- J.M. CARON, F. SCHUMACHER, P. TRICART (1973) - Chronologie et évolution des structures dans les schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). Sci. Geol. Bull., 26, 2-3.
- J.M. CARON (1973) - Les glissements synschisteux dans les schistes lustrés piémontais; leur liaison avec les rétrocharriages. Sci. Geol. Bull., 26, 2-3.
- J.M. CARON (1974) - Les glissements synschisteux, reflets dans les schistes lustrés de mouvements de socle? Geol. alpine, t. 50.
- J.M. CARON (1974) - Rapports entre diverses "générations" de lawsonite et les déformations dans les schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales. B.S.G.F., XVI, n. 3.
- J.M. CARON (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse Strasbourg.
- P. CHOUKROUNE (1968) - Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques. Tectonophysics, 7(1), p. 57.
- P. CHOUKROUNE (1971) - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées". B.S.G.F., (7), XIII, n. 3-4, p. 257.
- P. CHOUKROUNE (1972) - Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires dans la zone nord-pyréenne centrale et orientale. B.S.G.F. (7), t. XIV, p. 3.
- J. COLLART (1973) - La Zone des Brèches de Tarentaise entre Montgirod et le vallon du Cormet d'Arêches (Savoie). Thèse Grenoble.
- J. DEBELMAS, M. LEMOINE (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Extrait de l'inform. sci. N°1.
- J. DEBELMAS (1970) - Alpes: Savoie et Dauphiné. Guide géologique régional.
- J. DEBELMAS (1974) - Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant pays. Geol. de la France, vol. II.
- J. DEBELMAS (1975) - Les Alpes et la théorie des plaques. Rev. Geogr. Phys. (2), vol. XVII, fasc. 3, p. 195, Paris.
- M.E. DENAEYER (1945) - Essai d'une théorie mécanique de la structure cone-in-cone. B.S.G.F.; 15, 1945, p. 141.
- F. ELLENBERGER (1958) - Etude du pays de Vanoise. Thèse Paris.

- P.ELTER (1954)-Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil
Thèse Genève.
- G.et P.ELTER (1965)-Carta geologica della regioe del Piccolo San Bernardo.
Publ. du centre pour l'étude géologique et pétrographique des Alpes, XXXV.
- G.ELTER (1971)-Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée: hypothèses sur l'origine des ophiolites.
Geol. alpine, t. 47.
- D.FABRE, J.P.ROBERT (1975)-Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et application.
Ann. Soc. Geol., XCV, 3.
- D.FABRE (1976)-Quelques observations sur la déformation et la fragilité des argiles et des roches. Thèse Grenoble.
- S.FUDRAL (1973)-Contribution à l'étude de Moûtiers entre le torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux. Thèse Grenoble.
- G.GAND (1973)-Contribution à l'étude géologique des déformations permo-triasiques de la partie septentrionale de Belledonne de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte. Thèse Grenoble.
- M.GAY (1972)-Le Massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés.
Arch. Sci. Genève, vol. 25; fasc. 2, p. 165.
- J.GOGUEL (1945)-Sur l'origine mécanique de la schistosité.
B.S.G.F. (5), N. 15, p. 509.
- GRATIER, LEJEUNE, VERGNE (1973)-Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, du Pelvoux, des Grandes Rousses. Thèse Grenoble.
- Y.GROS (1974)-Etude pétrologique et structurale du Beaufortin.
Thèse Grenoble.
- J.L.LAGARDE (1978)-La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Thèse Rennes.
- P.LANDRY (1976)-Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend. Thèse Grenoble.
- J.L.LASSERRE, C.LAVERNE (1976)-Levolcanisme thléitique de la Zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes). Thèse Grenoble.
- P.LAURENT, A.ETCHECOPAR (1976)-Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement Ouest dans le Massif de Doara Maira. Bull. Soc. geol., (7), t. XVIII; n. 6, p. 1387.
- M.MATTAUER, F.PROUST (1976)-La Corse alpine: modèle de génèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 282, série D, p. 1249.
- G.MENNESSIER (1965)-Sur la présence des nummulites dans de Roselend.
C.R. Soc. Geol. France, 4, p. 133.
- A.PARIS (1969)-Relation entre la déformation et la fracturation des roches en Provence occidentale. Thèse Grenoble.
- B.PAIRIS (1975)-Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du Massif de Platé (Haute Savoie). Thèse Grenoble.
- B.PIJOLAT (1978)-Les déformations des terrains secondaires de la région de Megève: mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse Lyon.
- G.POUPINET (1976)-Sur l'existence d'un manteau à très faible vitesse sous les Alpes occidentales et ses implications tectoniques.
B.S.G.F., t. XVIII, N° 5, p. 1073.
- J.G.RAMSAY (1963)-Stratigraphy structure and metamorphism in the western Alps. Proc. Geol. Assoc., vol. 74, part 3.
- J.REAU (1977)-Les zones briançonnaise et subbriançonnaise dans le Vallone dell'Arma, province de Cuneo (Italie). Thèse Grenoble.
- D.ROBERT (1976)-Points de vue nouveaux sur la structure des klippes de Savoie. D.E.A. Paris.
- J.P.ROBERT (1976)-Les décrochements: fracturation et mouvements de blocs associés; exemples des massifs subalpins dauphinois.
Thèse Grenoble.
- J.P.ROBERT, P.VIALON (1976)-Déformation interne et aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement.
B.S.G.F., t. XVIII, N° 6, p. 1599.
- J.ROSSET (1968)-Points de vue nouveaux sur la structure des klippes de Savoie. Geol. alpine, t. 44.
- C.SAINT LEU, J.LERAU, P.SIRIES (1978)-Mécanismes de rupture des schistes de Lacagne (Tarn). Influence de la pression isotrope.
Bull. Min., 101, p. 437.
- P.TAPPONNIER (1977)-Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique.
B.S.G.F., (7), t. XIX, N° 3, p. 437.
- P.TRICART, J.M.CARON, M.GAY, P.VIALON (1977)-Relais de schistosité, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux. Bull. Soc. Geol. France, (7), t. XIX, N° 4, p. 873.
- R.TRÜMPY (1963)-Sur les racines des nappes helvétiques. Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot.
- J.VERNET (1977)-La "boucle sialique" et la structure en arc des Alpes occidentales. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 284.

P.VIALON (1966)-Etude géologique du massif cristallin de Dora Maira
Alpes cottiennes internes ,Italie. Thèse Grenoble.

P.VIALON (1973)-Les déformations "synschisteuses" superposées en
Dauphiné;leur place dans la collision des éléments du socle
préalpin.Conséquences pétrostructurales.

P.VIALON,M.RUHLAND,J.GROLIER (1976)-Eléments de tectonique analytique.
Ed. Masson.

P.VIALON,J.BOUDON,J.F.GAMOND,P.PLOTTO,J.P.ROBERT (1976)-L'arc des
Alpes occidentales:une zone de "transformation continentale"
par glissement senestre? Présentation d'un modèle des déformations.
In:4,réun. annu. Sci.Terre;Paris;1976,Paris,Soc.géol.Fr.,(1976).

LEGENDE DES PHOTOGRAPHIES.

Photo 1: Linéations de crénulation N020 et linéations d' inter-
section S2-S0 N170,dans le flysch(Vallée du Charbonnet).

Photo 2: Schistosité S2,plis P3 et linéations de crénulation L3
(schistes houillers de l'Unité de Salins).

Photo 3: Figures de distension dans le "flysch" sur plis P2 N170
rive gauche du Torrent du Charbonnet.

Photo 4: Plis P2 N170 dans le "flysch",rive droite du Torrent du
Charbonnet.

Photo 5: Schistosités S1 et S2 dans le flysch (lumière naturelle,
X 800).

Photo 6: Schistosité de crénulation S2 dans les schistes noirs de
l'"ensemble anté-flysch"(lumière naturelle,X 25).

Photos 7et 8: Rapports de S1-S2-S3 (lumière naturelle,X 25).

Photo 9: Tourmaline détrique dans le flysch (lumière naturelle,
X 800).

Photo 10 et 11: Plis P2 N170 "en ailes d'oiseau" des Tigny.

Photo 12: "Roche verte" de l'"ensemble anté-flysch":inclusions
hélicitiques dans l'albite et amphibole marquant la S2
(lumière naturelle,X 800).

Photo 13: Amande de quartz du Permo-Trias affectée par S2 (lumière
polarisée,X 25).

Photo 14: Vue du Massif de Mya depuis l' entrée de la Combe de la
Nova.

Photo 15: Vue de l'alignement des écaïlles triasiques de la Combe de la Nova.

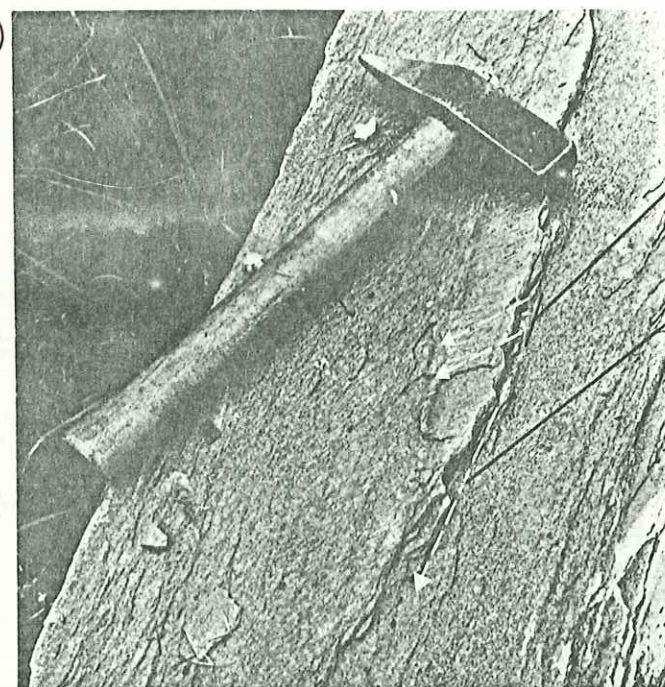
Photo 16: Affleurement de l'Orgière vu du regard E.D.F..

Photo 17: L'anticlinal du Pont-St.Antoine, rive gauche du Torrent des Glaciers.

Photo 18: Panorama de la crête Pointe de la Terrasse-Aiguille de Praine; vue depuis le Fort 2000.

Photo 19: Le débouché de la Combe de la Nova, et l'écaïlle de la Fauge; vue depuis le Torrent de la Raja.

①



①

L3 = N040

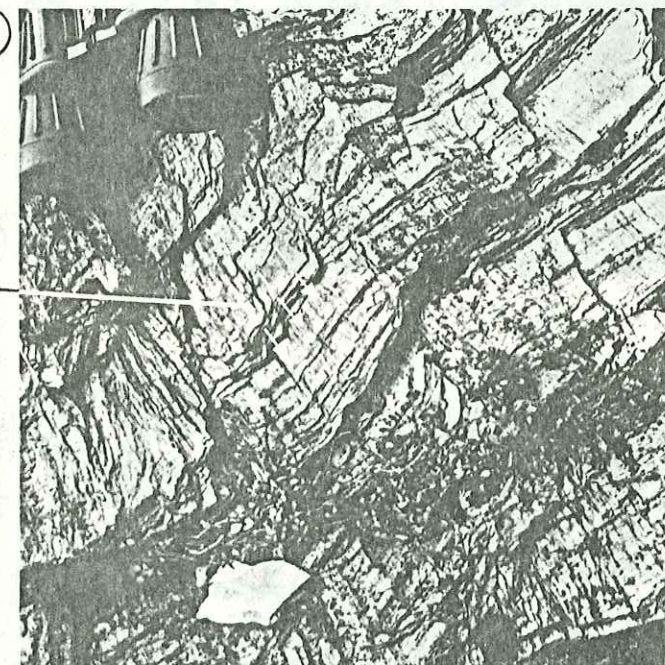
L2 = N170

Fentes d'extension

P1; P2 = N170



②

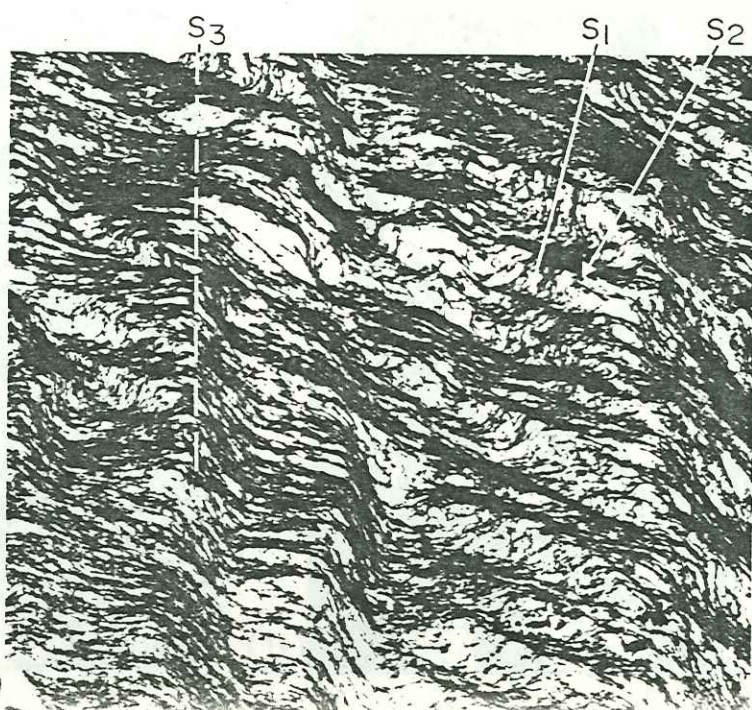
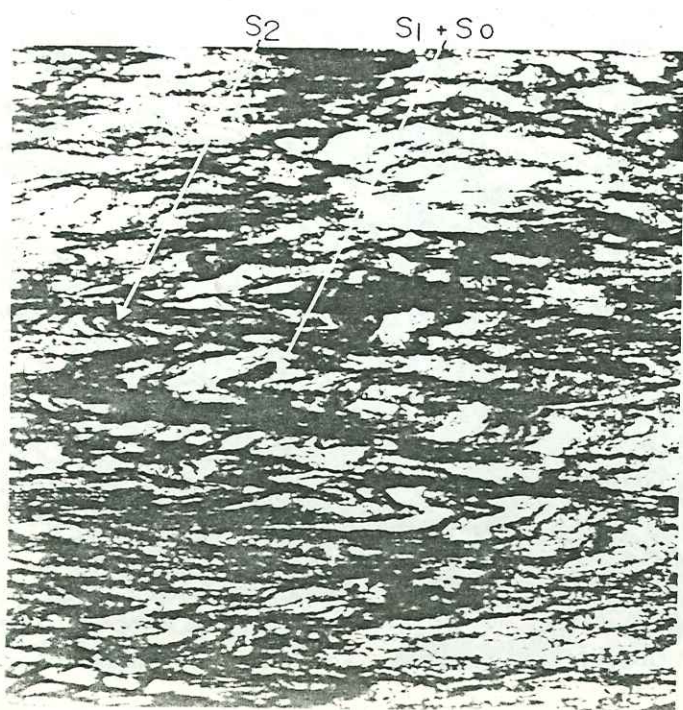
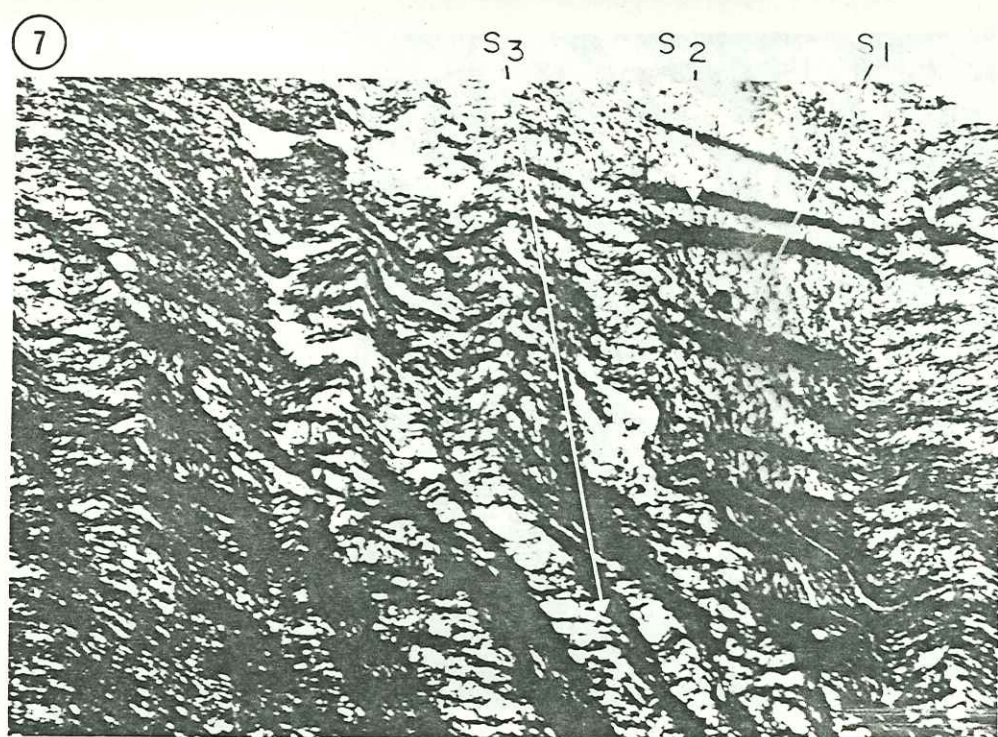
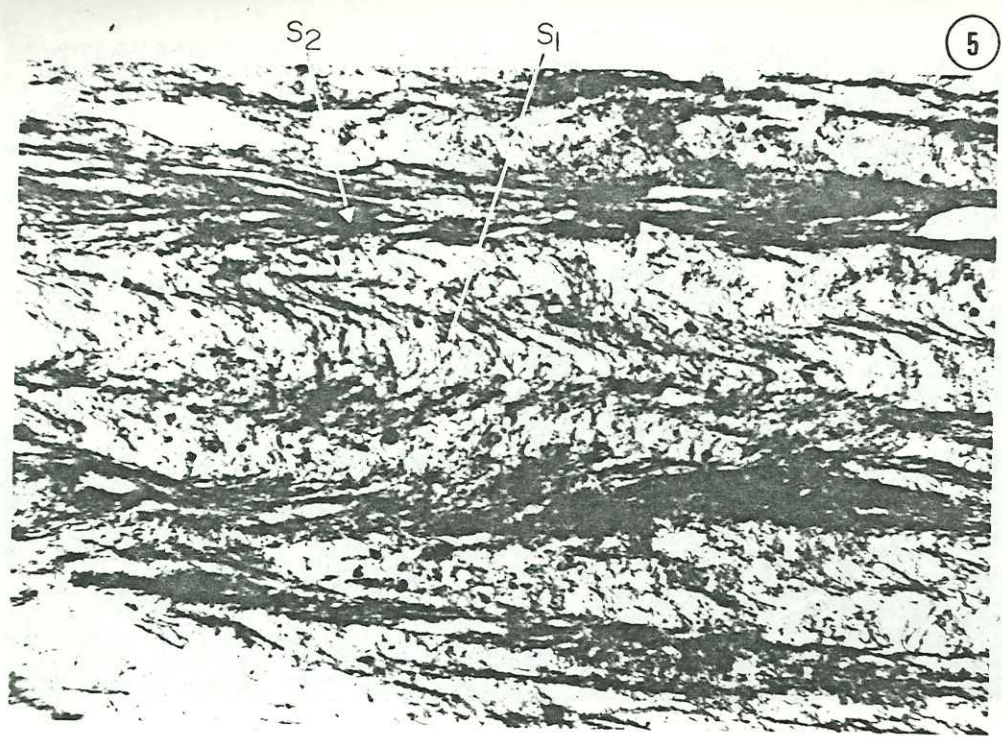


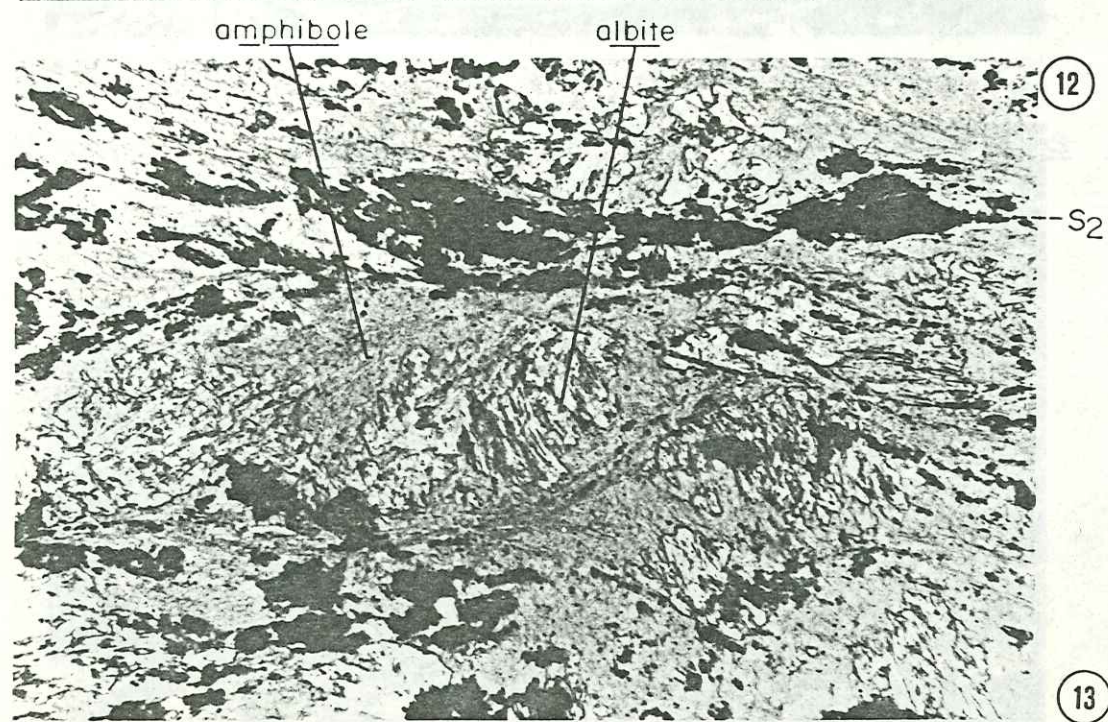
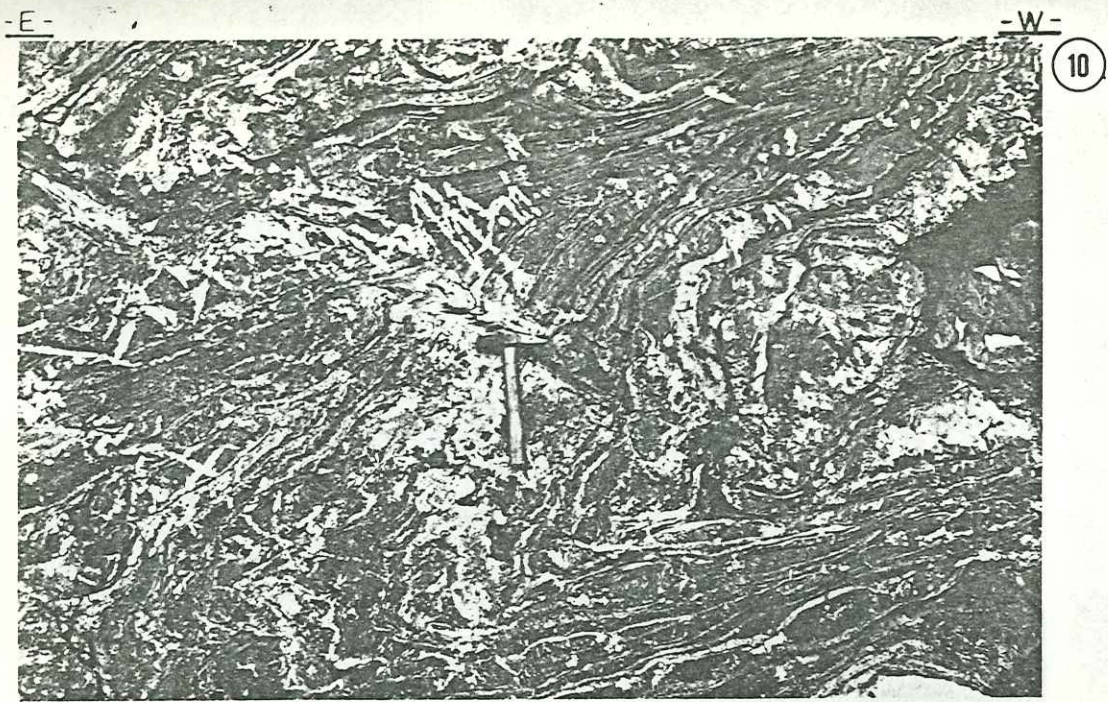
L3

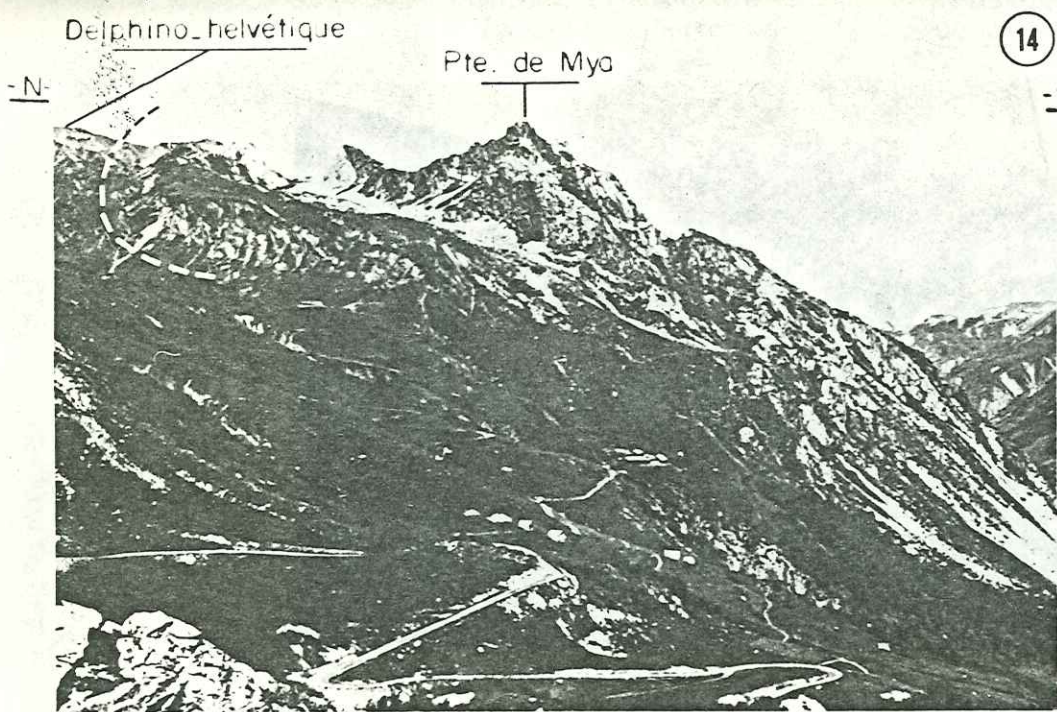
④



③



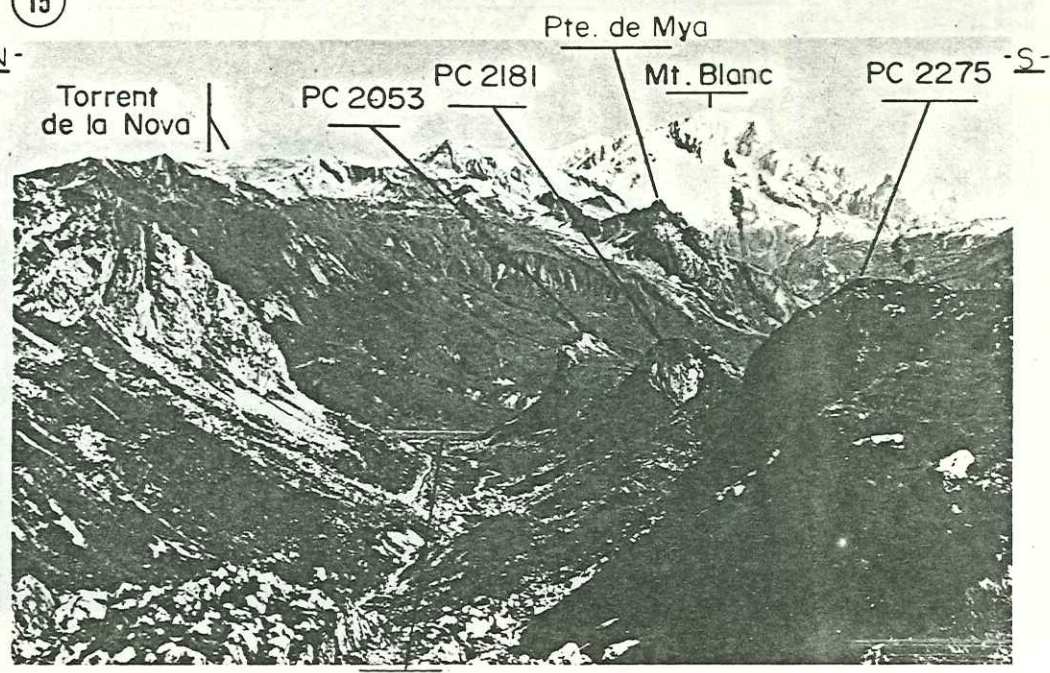




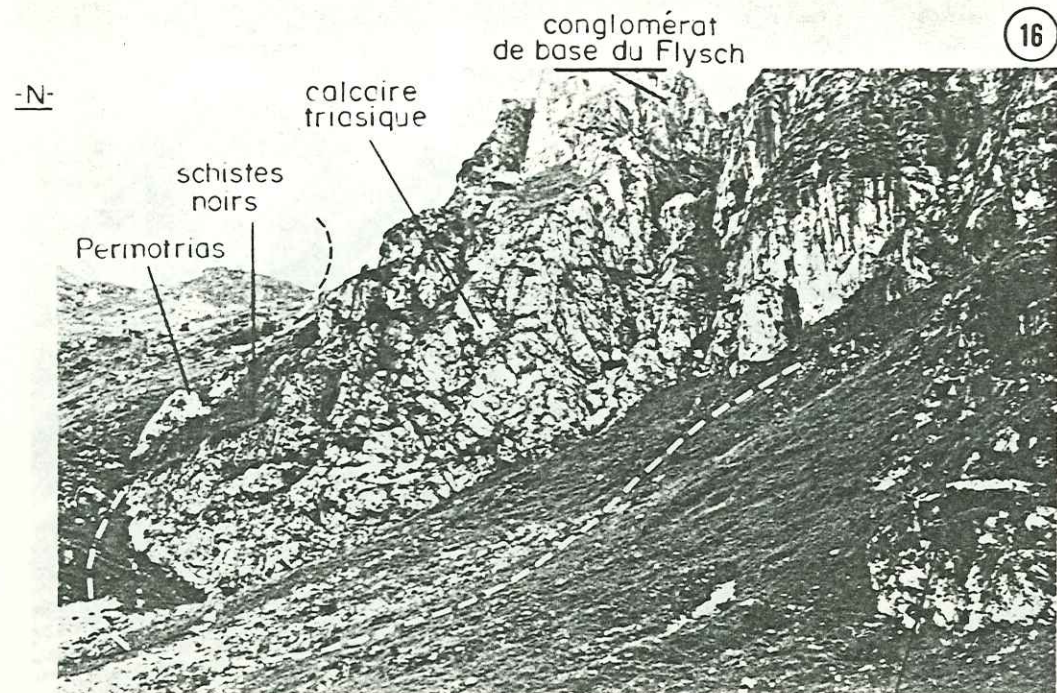
14

15

-S- -N-



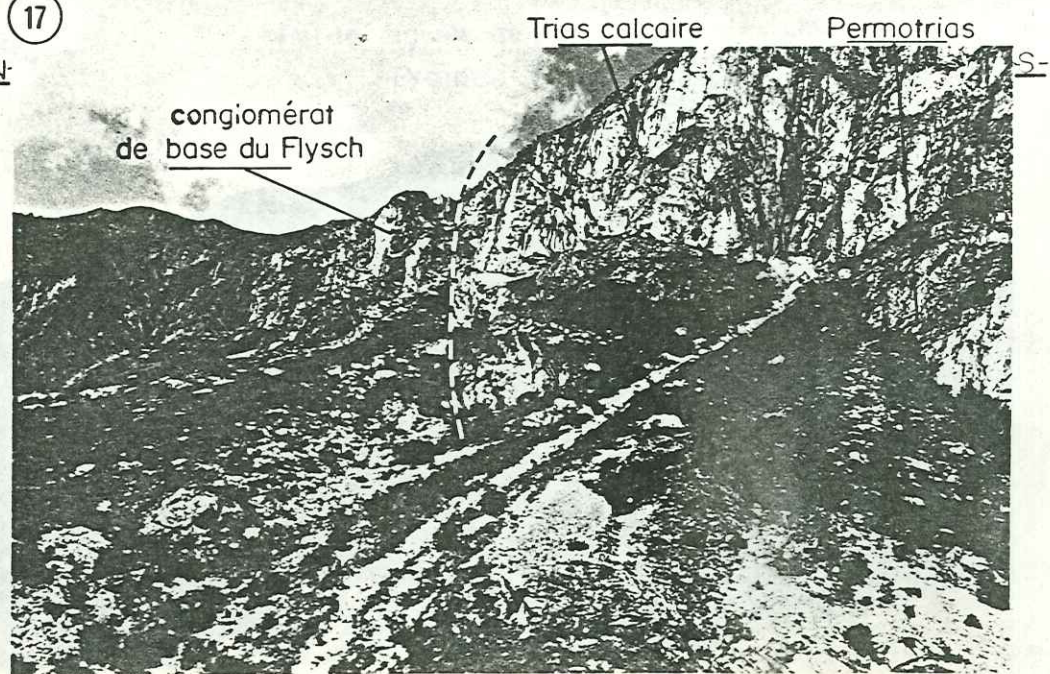
La Fauge



16

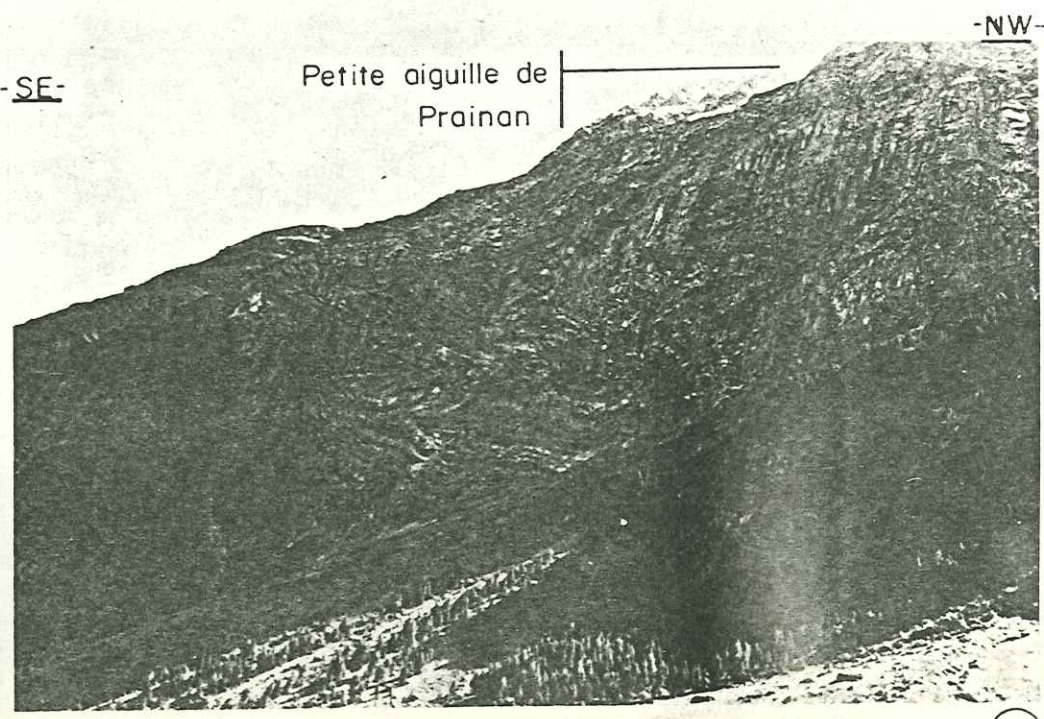
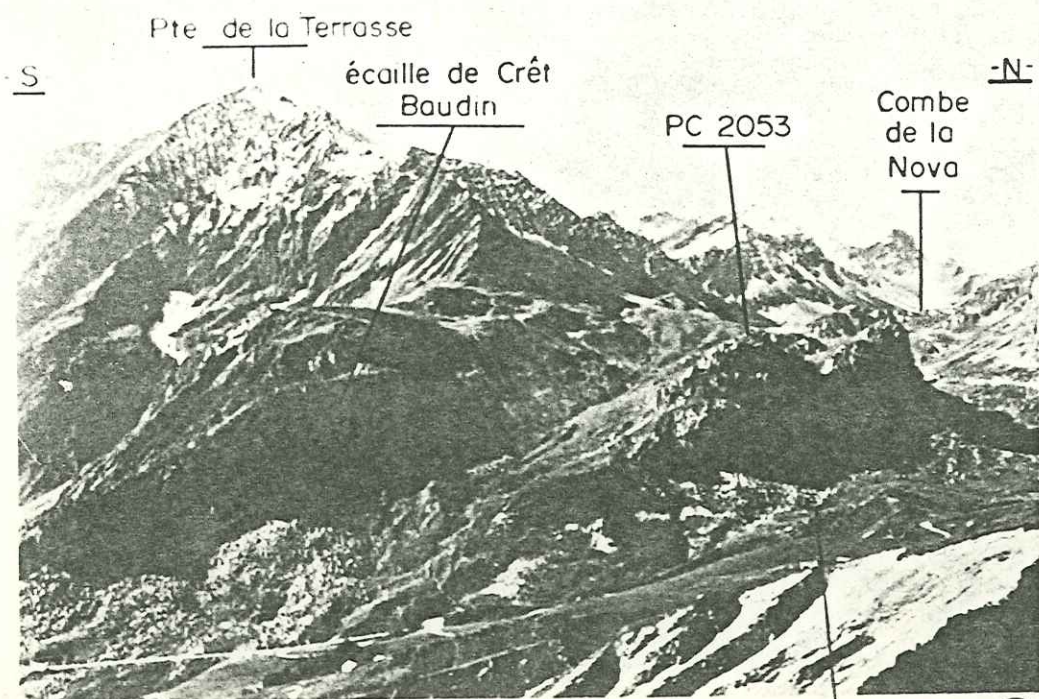
17

-S- -N-



-NW- Pointe de la Terrasse Aig. de Terrassin Passage de la Brebis PC 2639 PC 2539 Aiguille de Prainan -SE-

18



19

20

