



HAL
open science

Les unités Briançonnaises de la bordure orientale du massif de la Vanoise méridionale (Savoie) - Evolution sédimentaire et structurale

Bruno Landes

► **To cite this version:**

Bruno Landes. Les unités Briançonnaises de la bordure orientale du massif de la Vanoise méridionale (Savoie) - Evolution sédimentaire et structurale. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1988. Français. NNT: . tel-00524275v1

HAL Id: tel-00524275

<https://theses.hal.science/tel-00524275v1>

Submitted on 7 Oct 2010 (v1), last revised 21 Aug 2013 (v2)

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

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

THESE

présentée par

Bruno LANDES

pour obtenir le titre de Docteur de
L' UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)
Spécialité : GEOLOGIE APPLIQUEE

LES UNITES BRIANCONNAISES DE LA BORDURE ORIENTALE
DU MASSIF DE LA VANOISE MERIDIONALE (SAVOIE)
(Evolution sédimentaire et structurale)

Soutenue le 3 Mars 1988 devant la commission d'examen :

J.M. CARON	Professeur à l'Université de Lyon
J. DEBELMAS	Professeur à l'USTMG
J. DESMONS	Chargé de recherches CNRS, Université Nancy
M. GIDON	Professeur à l'USTMG
J.P. RAMPNOUX	Professeur à l'Université de Savoie

se préparée au sein du laboratoire de géologie structurale de
Institut Dolomieu.



AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier toutes les personnes à qui cette thèse doit beaucoup.

En premier lieu, mes remerciements vont à J. DEBELMAS qui m'a confié ce sujet et m'a toujours été d'un précieux conseil de part sa grande connaissance des Alpes.

Mes remerciements vont également à :

J.M. CARON (Lyon) et J.P. RAMPNOUX (Chambéry) qui ont bien voulu juger ce travail et apporter leurs connaissances des Alpes internes.

J. DESMONS (Nancy) qui s'est toujours montrée très disponible et pleine d'encouragements.

M. GIDON (Grenoble) dont les enseignements m'ont souvent aidés à clarifier mes idées et qui a bien voulu prendre place dans le jury.

J.P. PLATT que j'ai eu le plaisir de cotoyer sur le terrain et dont les conseils se sont avérés très fructueux.

Je ne saurais oublier le Parc National de la Vanoise pour les facilités qu'il m'a accordé, ainsi que les gardiennes des refuges de l'Arpont et du Plan du Lac pour leur chaleureux accueil.

Je souhaite également associer à ce travail E. JAILLARD et H. DONDEY sans lesquels certaines idées n'auraient jamais vu le jour. Sans oublier mes camarades de l'Institut avec qui j'ai passé toutes ces années.

Mes ultimes remerciements vont à ma famille pour leur confiance et leur soutien.

RESUME

L'étude stratigraphique et structurale à permis de distinguer sur la transversale étudiée:

A) 5 unités superposées

1) Une unité de socle inférieure, qui constitue la véritable ossature du massif de Vanoise méridionale et ne montre jamais de couverture post-paléozoïque.

2) Une unité de socle supérieure, où le socle montre les mêmes caractères pétrographiques que le socle sous-jacent, sur lequel il repose tectoniquement, selon un grand accident cisailant précoce (PLATT et LISTER, 1985 a/b) jalonné par des quartzites phylliteux permotriasiques.

Cette unité supporte une couverture adhérente jurassique et des écaillés de séries bréchiques de type Ambin. Malgré le caractère dilacéré de ces dernières et en raison de la convergence de leurs faciès, on propose de voir dans ces séries de type Ambin la couverture autochtone de l'unité de socle supérieure, décollée de son substratum anté-triasique lors des premières compressions alpines.

Cette unité de socle supérieure et sa couverture bréchique représenteraient un secteur de bordure du fossé de la Grande Motte, secteur dont la position reste difficile à définir.

3) Une unité de type Grande Motte, qui repose tectoniquement soit directement sur le socle, soit sur sa couverture bréchique écaillée. Cette unité affleure surtout à l'Est du Doron de Termignon (Pierre Brune, Lanserlia, Coëtet, Chavière) mais on en retrouve peut-être des lambeaux dans la fenêtre de Lanslevillard, dont la série triasique pourrait représenter une partie de la semelle de la nappe de la Grande Motte, restée à la traîne lors des premiers charriages.

4) Les écaillés de la Rocheure, qui montrent la superposition tectonique de deux séries bréchiques que leurs caractères sédimentaires apparentent aux séries type Plan de Nettes pour l'une et Chevril pour l'autre. Cet ensemble chevauche le Lias type Grande Motte des Rochers de Pierre Brune, témoignant ainsi du caractère intrabriançonnais du fossé de la Grande Motte.

5) La nappe des Schistes lustrés, avec sa semelle évaporitique (nappe des gypses), qui coiffe l'édifice des nappes précédentes.

B) 3 phases de déformations synschisteuses, suivies d'une phase de bombement et de fracturation tardive du massif.

D1 : C'est la phase de mise de place des nappes, accompagnée de la formation de plis couchés d'axes NE-SW, à vergence ouest, qui redoublent les séries et affectent aussi bien le socle que la couverture.

La direction de transport des nappes pendant cette première phase est estimée vers le NW en accord avec les idées de PLATT et LISTER (1985 a/b). D1 intervient sous un faciès métamorphique schiste vert à glaucophane (PLATT et LISTER, 1978/1985 a/b).

D2 : Elle structure le massif en un vaste pli pennique déversé vers le Nord et intervient dans un régime de déformation non coaxiale. Ce grand pli pennique pourrait se "fermer" dans le massif de la Grande Casse et/ou de la Grande Motte.

D3 : C'est la classique phase de réetrocharriage des structures, unanimement reconnue dans les Alpes internes. Elle intervient après le pic du métamorphisme schiste vert (BP/BT) et montre deux étapes qui interviennent dans un même continuum de déformation. Ces deux étapes traduisent une variation des incréments de contrainte liée à une augmentation de l'intensité de déformation. Cela se traduit tout d'abord, par la formation de plis déversés vers l'Est ou le Sud-Est, puis par des rétroécaillements vers le Sud ou le Sud-Est, qui tronquent les structures antérieures.

D4 : Elle se traduit par un bombement du massif qui se plisse sous forme d'une large voûture, un basculement de la foliation vers l'Est et le jeu de failles tardives qui découpent le massif. Cette dernière phase n'a qu'un rôle mineur par rapport aux trois précédentes et n'a pas été étudiée dans ce mémoire.

ABSTRACT

On the considered transverse, stratigraphic and structural studies allow us to distinguish :

A) 5 superincumbent units

1) A lower basement unit, which forms the real basal complex of Southern Vanoise massif, never display any post-paleozoic cover.

2) An upper basement unit, showing same petrographics characteristics and drifted on the precedent by an early thrust underline by Permo-Triassic quartzites.

This upper basement unit supports an adherent Jurassic cover and slices of brecciated "Ambin type" marbles. In spite of very dilacerated aspect and because of their convergent facies, we purpose to see in these "Ambin type" series the autochtonous cover of the upper basement unit, taken off this one and its autochton jurassic cover by early alpine deformations.

3) The "Grande Motte type" units, drifts on the precedent unit and which principally out crop at the East of the "Doron de Termignon" (Pierre Brune / Lanserlia / Coëtet / Chavière). We probaly find some nappe outlier in Lanslebourg-Lanslevillard window, where the triassic serie may represent the base of the Grande Motte nappe.

4) Rocheure's slices, which show tectonic superposition of two brecciated series, displaying same sedimentary characteristics as both for the "Plan des Nettes" and the "Chevril" series.

This unit, drifts on the Lias "type Grande Motte" of the Pierre Brune unit, gives evidence of the intrabriançonnal position of the Grande Motte basin.

5) The Schistes lustrés nappe, with its basal evaporitic nappe (gypsum nappe), caps the precedents units.

B) 3 ductiles deformations follow by the upwarping and fracturation of the massif.

D1 : the differents nappes take place, with formation of recumbent fold with NE-SW axis and W vergence. These folds duplicate the series and affect both basement and cover.

Direction of nappe transport during this first stage is supposed through the NW. D1 take place under glaucophane green schist-facies metamorphism.

D2 : the massif was structured like a large penninic over fold through the North. The anticlinal closure of this fold could be represented by the Grande Casse and Grande Motte massif. At last, this deformation seems to be non-coaxial.

D3 : that is the classical backthrusting and backfolding phase of the internal Alps. It takes place after the growth of albite porphyroblasts of the greenschist-facies metamorphism (LP/LT) and shows two seps during a single phase of deformation.

The succession of these two steps could be explained by the variations of the incremental strain associated to an encrease of deformation. It had involved, at first, backfolding through E or SE, and then backthrusting through S or SE, cutting out precedents structures.

D4 : the Southern Vanoise massif is folded like an anticlinal bulge, foliation is basculed to the East and late fractures cut out the youngest structures.

This later phase only have a minor effect in comparison with the 3 precedent phases, and was not invistigated in this study.

SOMMAIRE

CHAPITRE I : INTRODUCTION

I) <u>PRESENTATION GEOGRAPHIQUE</u>	2
II) <u>PRESENTATION GEOLOGIQUE</u>	4
1) <u>Les grandes unités structurales</u>	4
2) <u>Les couvertures mésozoïques de Vanoise</u>	6
3) <u>Histoire tectono-métamorphique</u>	8
4) <u>Le métamorphisme en Vanoise</u>	10
5) <u>La Vanoise dans le cadre tectono-métamorphique des Alpes</u>	12

CHAPITRE II : ETUDE STRATIGRAPHIQUE

A) <u>INTRODUCTION</u>	16
B) <u>LES SERIES BRECHIQUES DU NW DU MASSIF D'AMBIN</u>	17
I) <u>Introduction</u>	17
II) <u>La cuvette de Bellecombe</u>	18
1) coupe de Bellecombe Est	18
2) coupe de Carlina Nord	20
3) coupe du ravin du Mistrallet	21
4) conclusion	22
C) <u>LE SOCLE ET SA COUVERTURE</u>	25
I) <u>Introduction</u>	25
II) <u>Le socle inférieur et sa couverture antétriasique</u> ..	27
1) le socle ancien	27
a) les micaschistes gris	27
b) les roches magmatiques métamorphiques ..	27
2) la couverture antétriasique	28
a) le Permien	28
b) le Permo-Trias	28

III) <u>L'écaille supérieure de socle</u>	29
1) le complexe de Chasseforêt	29
2) le complexe du plateau du Pelve	35
a) la couverture adhérente	35
b) les écailles calcaréodolomitiques	37
c) interprétation	41
3) le complexe du Plan du Lac	44
a) la série du Plan du Lac	44
b) la série des chalets de Bellecombe	46
c) conclusion	47
4) le complexe d'Entre-Deux-Eaux	49
a) l'unité des Lombards	49
b) l'unité des Clochetons	54
c) conclusion	55
IV) <u>Conclusions</u>	57
D) <u>LA SERIE TYPE GRANDE MOTTE</u>	59
I) <u>Introduction</u>	59
II) <u>Lithostratigraphie de la série de la Grande Motte</u> ..	59
1) le Trias dolomitique	59
2) le Rhétien-Hettangien	61
a) la coupe des Coëtet	63
b) la coupe de Chavière	65
c) comparaison avec les séries du chaînon de	
Rochebrune	67
d) les indices de tectonique synsédimentaire	68
e) conclusion	71
3) le Lias calcaréomarneux de type Grande Motte	71
4) la série post-liasique	76
III) <u>Conclusion</u>	77
E) <u>LE COMPLEXE DE LA ROCHEURE</u>	79
I) <u>Introduction</u>	79

II) <u>Description stratigraphique</u>	79
1) coupe de Pierre Blanche	79
2) coupe du Torchet	81
3) coupe des chalets de la Rocheure	82
4) conclusion	83
III) <u>Interprétation du complexe du vallon de la Rocheure</u>	83
1) l'unité inférieure	83
2) l'unité supérieure	85
3) relations avec l'unité de Pierre Brune	85
IV) <u>Conclusion</u>	86
F) <u>LES SERIES DE VALLONBRUN ET DE LA FEMMA</u>	86
I) <u>Introduction</u>	86
II) <u>Stratigraphie</u>	86
1) la coupe du torrent de Vallonbrun	86
2) la coupe du refuge de la Femma	87
3) conclusion	89
G) <u>LA FENETRE DE LANSLEBOURG-LANSLEVILLARD</u>	89
I) <u>La série briançonnaise</u>	89
1) le Trias inférieur	91
2) le Trias moyen	91
II) <u>Les lambeaux d'attribution incertaine</u>	92
III) <u>Conclusion</u>	93
H) <u>CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE</u>	94
I) <u>RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE</u>	97
1) Morphologie du fossé liasique de la Grande Motte ..	97
2) Position des séries mésozoïques	97

CHAPITRE III : ETUDE STRUCTURALE

A) <u>INTRODUCTION</u>	101
B) <u>CARACTERES DES DIFFERENTES DEFORMATIONS</u>	103
1) Chronologie et principaux caractères des déformations	103
C) <u>STRUCTURE DE LA REGION DU PLAN DU LAC</u>	107
I) <u>Introduction</u>	107
II) <u>Mise en évidence des déformations</u>	109
1) La phase précoce D1	109
a) structures majeures	109
b) structures mineures	115
c) conclusion	115
2) La phase plicative transverse, D2	117
a) structures majeures	117
b) structures mineures	117
c) métamorphisme associé	119
d) conclusion	119
3) La phase de rétrocharriage D3	119
a) secteur du Plan du Lac s. s.	119
b) secteur du Coëtet/Chavière	121
c) conclusion	123
III) <u>Conclusion</u>	124
D) <u>STRUCTURE DU MASSIF DE PIERRE BRUNE</u>	125
I) <u>Introduction</u>	125
II) <u>Mise en évidence des déformations</u>	125
1) La déformation précoce D1	125
a) structures majeures	125
b) structures mineures	127
c) conclusion	129
2) La phase plicative transverse D2	129
a) structures majeures	129
b) structures mineures	130
3) La phase de rétrocharriage D3	130
III) <u>Conclusion</u>	130

E) <u>STRUCTURE DU SECTEUR ARPONT/PLATEAU DU PELVE</u>	133
I) <u>Introduction</u>	133
II) <u>Mise en évidence des déformations</u>	134
1) <u>La déformation précoce D1</u>	134
a) <u>structures majeures</u>	134
b) <u>structures mineures</u>	136
c) <u>conclusion</u>	138
2) <u>La phase plicative transverse D2</u>	138
3) <u>La phase de rétrocharriage D3</u>	140
a) <u>premier épisode, les structures</u> <u>méridiennes de D3a</u>	142
b) <u>deuxième épisode, les structures</u> <u>transverses de D3b</u>	144
c) <u>conclusion</u>	147
III) <u>Conclusion</u>	148
F) <u>STRUCTURE DE LA FENETRE DE LANSLEBOURG-LANSLEVILLARD</u>	150
I) <u>INTRODUCTION</u>	150
II) <u>MISE EN EVIDENCE DES DEFORMATIONS</u>	150
1) <u>Les structures de rétrocharriage</u>	150
a) <u>attribution à D3b des plis d'axes</u> <u>transverses</u>	150
2) <u>le mégaboudinage NE-SW</u>	152
a) <u>mécanisme du mégaboudinage</u>	152
III) <u>CONCLUSION</u>	154
G) <u>CONCLUSION DE L'ETUDE STRUCTURALE</u>	157
PRINCIPAUX RESULTATS DE CETTE ETUDE ...	162

CHAPITRE I

INTRODUCTION

I) PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

Dans le cadre de cette étude, trois secteurs particuliers des Alpes de Savoie ont été étudiés:

- le premier, situé en terrain de haute montagne et le plus important en superficie, appartient à la bordure méridionale du massif de la Vanoise et est situé dans le parc national de la Vanoise (fig 1). Il est limité, au Nord, par les Pointes de Pierre Brune et le Mont Pelve, à l'Ouest par les Dômes des Sonnailles et de Chasseforêt et au Sud, par le village de Termignon. Enfin, à l'Est il s'étend depuis le plateau du Turc jusqu'à Termignon, en passant par le col de Lanserlia et la crête de la Turra. Il offre des reliefs très contrastés où s'opposent les rondeurs du socle de Vanoise méridionale et les falaises austères et souvent ruiniformes des calcaires liasiques de la nappe de la Grande Motte.

- Le deuxième secteur est situé immédiatement au Nord du village de Lanslevillard, depuis la rivière de l'Arc jusqu'au GR 5, qui relie le refuge du Cuchet à celui de Vallonbrun (fig 1). C'est la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard.

- Le troisième secteur est situé sur la bordure Nord-Est du massif d'Ambin, au Sud du lac du Mont Cenis et s'étend depuis la Pointe de Bellecombe jusqu'à la Plaine Saint Nicolas, immédiatement à l'Est de la Nationale 6 (fig 1).

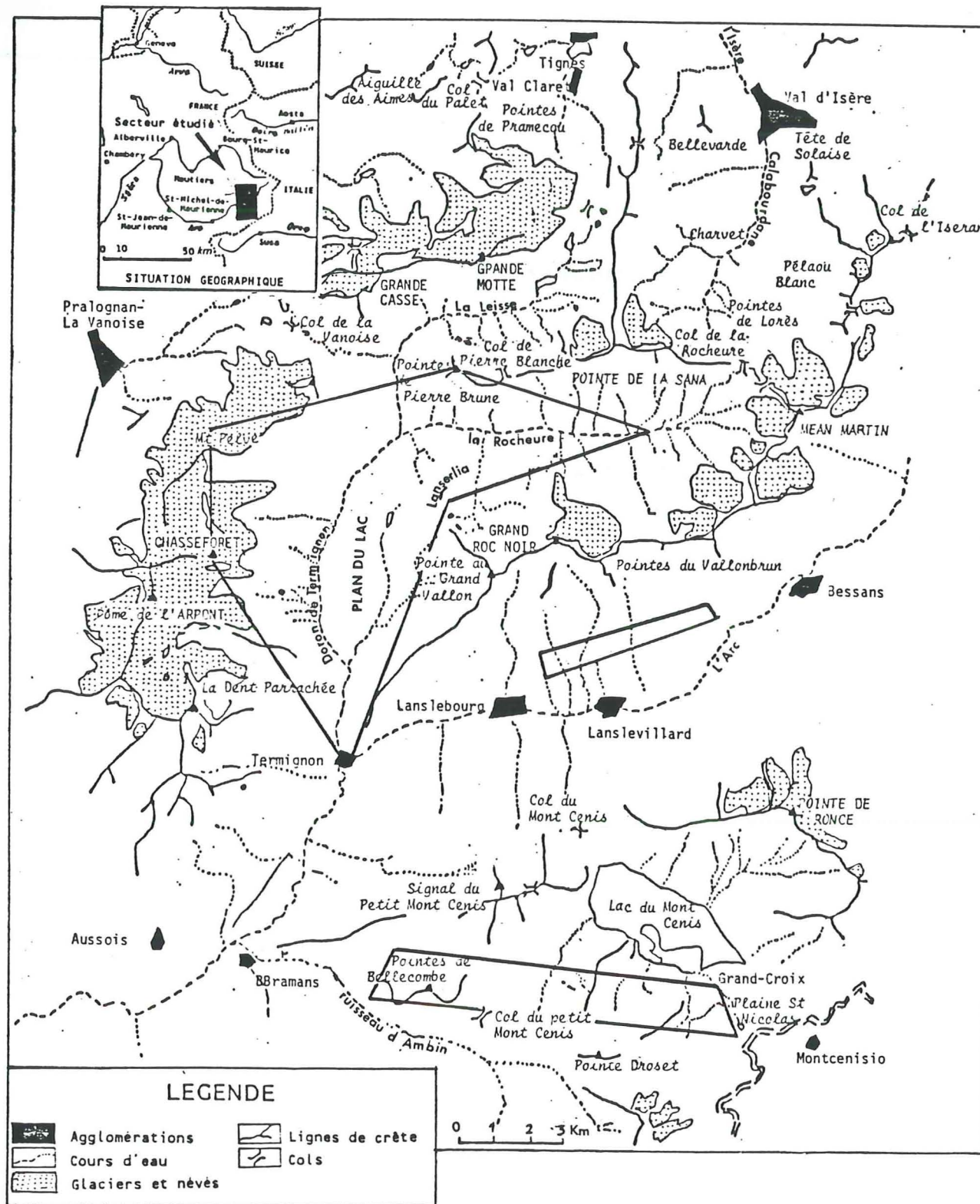


Fig 1 : schéma orohydrographique

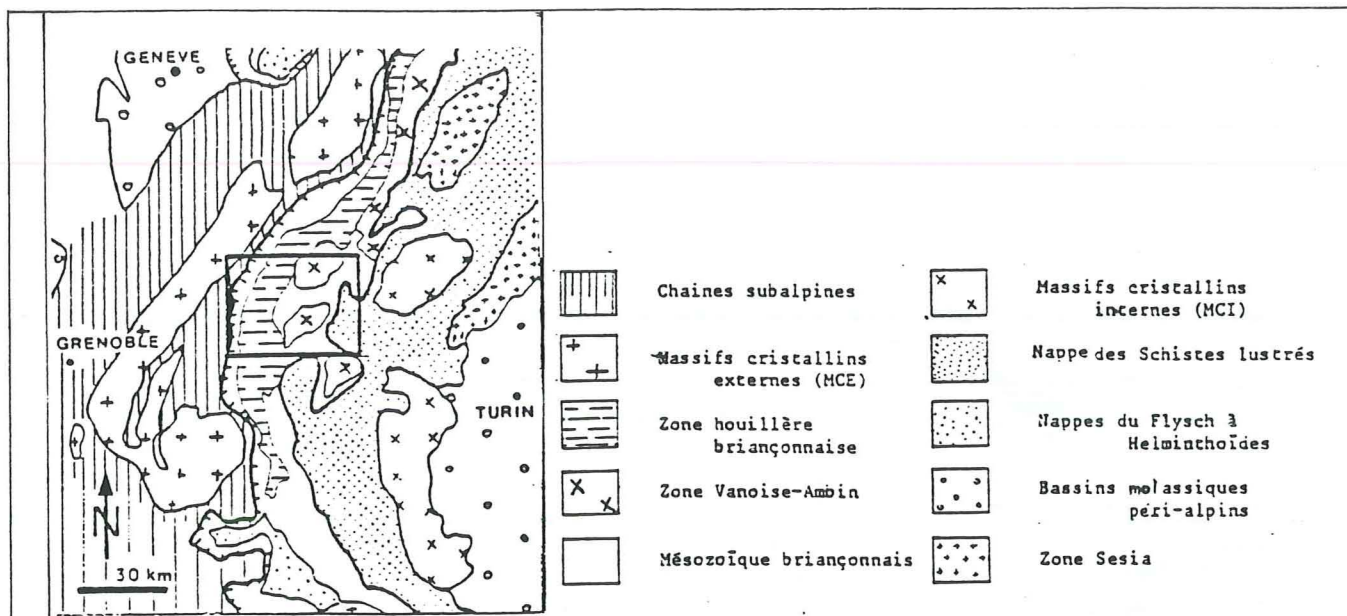


Fig 2 : schéma structural des Alpes occidentales

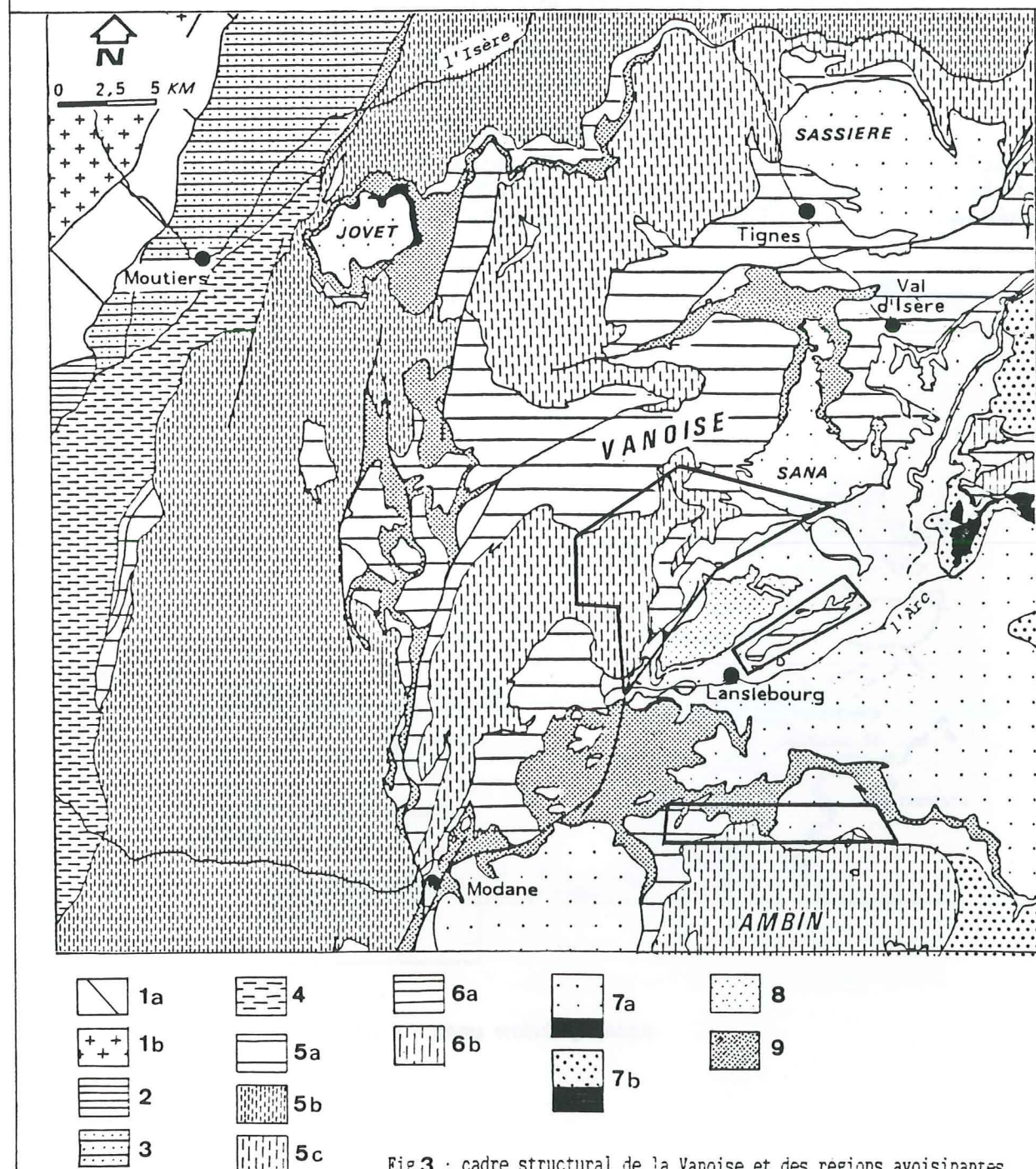


Fig 3 : cadre structural de la Vanoise et des régions avoisinantes

II) PRESENTATION GEOLOGIQUE (fig 2 et 3)

Le terrain étudié appartient à la zone pennique et représente la bordure interne de la Vanoise méridionale. Il est constitué d'un assemblage tectonique d'unités issues de la marge européenne du paléo-océan liguro-piémontais et empilées au terme de la subduction de ce dernier.

1) Les grandes unités structurales

Les travaux de P. TERMIER (1907, 1927 a/b), M. GIGNOUX (1929) et F. ELLENBERGER (1958) ont dégagés trois grandes zones sur la transversale de Vanoise:

1. La zone houillère.
2. La zone Vanoise-Ambin.
3. La zone piémontaise s. l.

Les unités qui font l'objet de notre étude appartiennent à la zone Vanoise-Ambin, qui constitue le prolongement sud du complexe du Grand Saint Bernard. Les travaux de F. ELLENBERGER (1958) ont permis d'y distinguer deux massifs:

a) Au Nord, la Vanoise septentrionale, où le socle est métamorphisé sous le faciès schiste vert et considéré comme carbonifère (ELLENBERGER, 1958 / RAULT, 1980 a/b) ou anté-namurien (BOCQUET et al., 1974). Les travaux récents de F. GUILLOT (1986) précisent l'affinité océanique de certains secteurs du socle anté-permien de Vanoise septentrionale et proposent de le considérer plutôt comme anté-houiller, un âge dinantien n'étant pas exclu.

b) Au Sud, la Vanoise méridionale, où le socle et les couvertures qu'il supporte ont subi un métamorphisme schiste bleu, puis schiste vert. Dans ce massif, le socle est d'âge anté-namurien (BOCQUET, 1974 / GOFFE, 1975 / DAMBRINE et LANGANEY, 1979) et montre une série siliceuse composée de micaschistes gris, surmontés des micaschistes verts permians et quartzites phylliteux permo-triasiques. Ce socle de Vanoise méridionale forme les Dômes de l'Arpont et de Chasseforêt et vient s'envoyer, à l'Est, sous les cargneules du Plan du Lac.

.....

légende fig 3 : 1: zones externes, 1a. couvertures secondaires et tertiaires, 1b. massifs cristallins externes 2: unité du Niéard ; 3: zone des brèches de Tarentaise ; 4: zone subbriançonnaise ; 5: zone briançonnaise, 5a. couvertures secondaires et tertiaires, 5b. zone houillère, 5c. zone Vanoise-Ambin ; 6: unités piémontaises, 6a. couvertures secondaires et tertiaires, 6b. massifs cristallins internes ; 7: unités océaniques, 7a. unités à métamorphisme schiste bleu à schiste vert, 7b. unités à métamorphisme éclogitique ; 8: "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon ; 9: cargneules et gypses.

On doit à ELLENBERGER (1958) d'avoir établi une stratigraphie détaillée du pays de Vanoise, lui permettant de définir ainsi les quatre grands types sédimentaires classiquement reconnus actuellement, à savoir:

1. La couverture briançonnaise classique, dite de Vanoise occidentale

Elle se caractérise par une série triasique à éocène moyen (ELLENBERGER et RAOULT, 1979) avec une lacune des termes liasiques et crétacé inférieur. Décollée de son substratum originel, elle repose tectoniquement sur la zone houillère, sur la Vanoise septentrionale et sur la Vanoise méridionale où on la suppose actuellement parautochtone (RAOULT, 1980a / GOFFE, 1982 DONDEY, 1986). Mais J.F. RAOULT (1980a) a remis en question le caractère allochtone d'une partie au moins de la couverture briançonnaise de Vanoise septentrionale.

2. La série de type Grande Motte

Elle se caractérise par l'intercalation d'un Lias à faciès "prépiémontais" très épais, au sein d'une série briançonnaise typique. Pour ELLENBERGER (1958) son origine était ultrabriançonnaise, adjacente au bassin piémontais. Des études plus récentes lui attribuent plutôt une origine intrabriançonnaise (CARON et GAY, 1977 / DEBELMAS et KERCKHOVE, 1980a / ALLENBACH et CARON, 1986 / JAILLARD et al., 1986 / DEVILLE 1986/1987).

3. La série de type Val d'Isère-Ambin

Définie dans la partie orientale de la Vanoise, cette série se caractérise par d'importantes lacunes dans la série briançonnaise, par l'abondance des brèches et la présence de sédiments reconstitués (JAILLARD et DEBELMAS, 1986). Elle s'apparente à la zone d'Acceglio définie plus au Sud par LEMOINE et DEBELMAS (1957) et semble chevaucher localement la nappe de la Grande Motte (DEVILLE, 1987).

4. La nappe des Schistes lustrés

En Vanoise, elle repose tectoniquement sur toutes les unités précédemment citées, par l'intermédiaire de la nappe des gypses. Cette série monotone de schistes et calcschistes représente en partie les sédiments du paléo-océan liguro-piémontais. On doit à MARTHALER et al. (1980) la découverte de *Globotruncana*, qui permettent de proposer un âge Malm à Crétacé supérieur pour cette formation. Enfin, DEVILLE (1987) a défini différentes unités tectoniques dans cette formation. Il différencie trois grandes unités océaniques qui sont datés de l'Oxfordien supérieur/ Kimméridgien pour la base de la série, à Cénomaniens/Sénoniens pour les calcschistes terminaux. Ces unités auraient subi un métamorphisme HP/BT à l'éoalpin (90-65 Ma) et sont surmontés tectoniquement par les "Schistes lustrés" de la Pointe du Grand Vallon qui, pour DEVILLE (1987), représenteraient un équivalent du Flysch à Helminthoïdes.

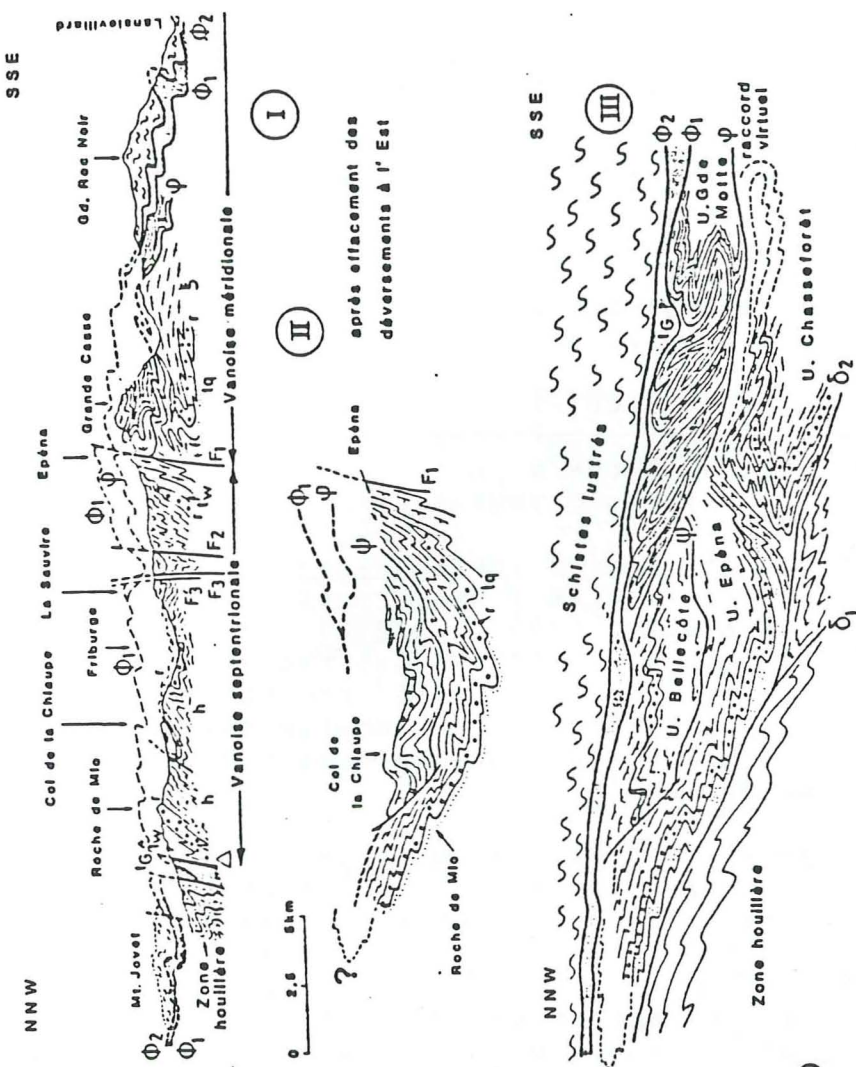
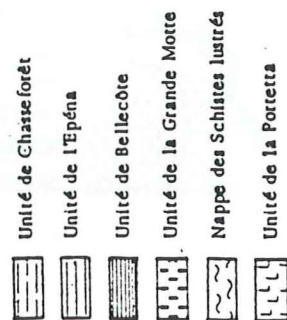


Fig. 4 : Coupes dans la Vanoise. D'après J.F. RAOULT (1980b)

I: Coupe synthétique et simplifiée de la Vanoise
 II: Structure théorique de la Vanoise septentrionale après effacement du déversement vers l'Est et de certains contacts subverticaux
 III: Schéma théorique des superpositions résultant de la première phase à vergence NNW.



Fig. 5 : Les grandes unités distinguées dans la partie Ouest de la Vanoise. D'après J.F. RAOULT (1980b)



GOFFE (1975) massif de Chasseforêt	PLATT et LISTER (1978) Vanoise méridionale	PLATT et LISTER (1985) Vanoise méridionale	DONDEY (1986) Vanoise méridionale
D2 - rétroversement des structures vers l'Est - mécanisme de glissement vers le SE prédominant	De - mouvements tardifs - plis serrés locaux d'axe N-S	D4 - culmination de la Vanoise suivant un axe N-S - fractures tardives	D4 - voussure du massif - plis majeurs P4 - chevauchement du socle vers le NW
D1 - plis couchés isoclinaux d'axe NW-SE, vergence SW - S1 de plan axial	Du - rétroversement de la couverture vers le SE - pli kilométrique d'axe NE-SW	D3 - synforme majeur P3 NE-SW - cisaillements vers l'Est ou le Sud-Est - plis d'axe E-W dans les zones très déformées	D3 - rétrocharriage vers l'Est - synforme majeur NE-SW
	Dt - plis serrés synschisteux d'axe E-W, déversés vers le Nord	D2 - plis P2 d'axes E-W à N 120, déversés vers l'Ouest ou le NW - S2 plan axial des plis P2	D2 - vaste pli pennique d'axe N 80 à N 120, déversé vers le Nord - réutilisation locale des contacts apparus avec D1
	Ds - plis couchés et chevauchements affectant socle et couverture - mise en place de la nappe des Schistes lustrés	D1 - déformation ductile - plis P1 couchés - S1 de plan axial - linéation à glaucophanes DIRECTION DE TRANSPORT NW	D1 - mise en place des nappes - plis couchés isoclinaux d'axe probable NE-SW - linéation minérale N 140

métamorphisme schiste vert (BP/HT) (albite)

métamorphisme schiste bleu (HP/BT) (glaucophane, grenat, épidote)

métamorphisme schiste bleu (HP/BT), 8kb-350°

méta.BP/HT 4kb-450°

Fig 5 : corrélation des études tectoniques sur le massif de la Vanoise méridionale

3) Histoire tectono-métamorphique

Dans ses travaux, ELLENBERGER (1958) avait déjà dégagé les grands traits structuraux de la Vanoise, en y appliquant la notion de substitution de couverture. L'histoire tectonique qu'il proposait était la suivante:

1. Une première phase de plis penniques éocène, sans surcharge (pli couché Vanoise-Mont Pourri), suivie d'une importante phase d'érosion.

2. L'arrivée de la nappe des Schistes lustrés, glissant sur la nappe des gypses et trainant vers l'avant les unités Briançonnaises décollées.

3. Une phase de rétroversement généralisé des structures qui produit le reflux des Schistes lustrés vers le Sud-Est et l'encapuchonnement des socles.

4. Des mouvements tardifs cassants.

Cette synthèse sera remise en question par RAOULT (1980 a/b) qui refuse les plis penniques sans surcharge et distingue deux grandes étapes tectoniques tertiaires:

1. Sous l'avancée et la surcharge des Schistes lustrés, plissement synmétamorphique (HP/BT) du socle et de la couverture en de grands plis penniques déversés au NNW (fig 4). Ces plis penniques viennent chevaucher au Nord la zone houillère et coulissent contre celle-ci à l'Ouest, le long de l'accident Modane-Champagny.

2. Viennent ensuite des écaillages et des plis d'axe N-S, déversés vers l'Est, reprenant les structures précédentes. C'est là le rétroversement ou le rétrocharriage d'ELLENBERGER.

Les études tectoniques récentes (dont celles de PLATT et LISTER, 1985), appuyées par l'analyse microtectonique, vont aboutir à un schéma plus précis. Nous nous intéresserons plus particulièrement aux études concernant la Vanoise méridionale, dont les principaux résultats sont résumés dans le tableau de la fig. 5

Tous les auteurs s'accordent sur la phase de rétrocharriage, qui constitue un stade repère dans la structuration du massif de la Vanoise, stade considéré comme isochrone. Cette phase de rétrocharriage serait la troisième dans une succession de quatre grandes phases de déformation d'âge tertiaire, dont les trois premières sont synschisteuses et interviennent tout d'abord sous un faciès schiste vert à glaucophane (PLATT et LISTER, 1978) puis schiste vert typique.

Toutefois, les premières recristallisations métamorphiques se feraient sous le faciès schiste bleu (HP/BT) avant la première phase de déformation D1, probablement au cours du Crétacé supérieur (métamorphisme éoalpin) et dans un contexte tectonique encore mal connu.

	Vanoise Occidentale E. JAILLARD 1984	Vanoise Méridionale J. PLATT & G. LISTER 1985
MOUVEMENTS TARDIFS	D5: JEU ET REJEU DE FAILLES CONJUGUÉES, NORMALES ET DECROCIANTES	D4: CULMINATION DE LA VANOISE SUIVANT UN AXE N-S
Rétro DEVERSEMENT	D4: PLS P4 NE-SW, S4 N50 PENTÉ NW D3: PLS P3 SUDMÉRIDIEUS, SCHISTO- SITÉ S3. CISAILLEMENT VERS E OU ESE	D3: SYNFORME MAJEUR P3 NE-SW INTENSITÉ DE LA DÉFORMATION VARIABLE CISAILLEMENT VERS ESE OU SE
PLISSEMENT TRANSVERSE	D2: PLS P2 POST-NAPPES, N90 A N120 VERGENCE NORD SCHISTOSITÉ S2 DE PLAN AXIAL	D2: PLS P2 E-W A N120 DÉVERSÉS VERS LE N OU LE NW RACCOURCISSEMENT N-S A NW-SE ?
Pro CHARRIAGE	D1: DÉFORMATION "FRAGILE" RESPECT DE LA POLARITÉ STRATIGRAPHIQUE MOUVEMENTS VERS LE NW ?	D1: DÉFORMATION DUCTILE PLS P1 COUCHÉS MAJEURS SCHISTOSITÉ S1 ET LINÉATION MINÉRALE (GLAUC.) RÉGIONALE DIRECTION DE TRANSPORT NW

← Focène sup. ? ←
← Oligocène ←

Fig. 6 : Corrélation sommaire entre l'évolution structurale de la Vanoise occidentale (E. JAILLARD 1984) et de Vanoise méridionale (J.P. PLATT et G.S. LISTER 1985).

En Vanoise occidentale, JAILLARD (1984) et DETRAZ (1984) proposent un schéma d'évolution structurale très semblable à celui de PLATT et LISTER, (fig 6). On remarque cependant la différence de style de déformation lors de la phase D1, qui traduit une "saute" de niveau structural entre les couvertures de la zone houillère et de Vanoise méridionale. Cette différence de style de déformation entre ces deux couvertures ainsi que l'importante différence de métamorphisme qu'enregistrent leurs socles respectifs, traduisent un rapprochement notable de ces deux unités, après la première phase de charriage. DONDEY (1985) voit dans l'accident Modane-Champagny la trace de ce rapprochement, qui se serait produit lors de la phase de rétrocharriage.

3) Le métamorphisme en Vanoise

ELLENBERGER (1958) ne distinguait que deux grandes étapes:

1. Une phase de métamorphisme HP/BT qui aurait donné le faciès à glaucophanes et aurait débuté à l'Oligocène grâce à la surcharge de la nappe des Schistes lustrés.

2. Une rétro-morphose en faciès schiste vert (BP/HT) qui se serait faite lors du délestage du massif par l'érosion.

a) Les socles anciens

Les études postérieures vont montrer l'importance que tient la Vanoise dans l'interprétation du métamorphisme alpin et permettent de distinguer trois socles de faciès métamorphique différent (fig 7):

- La zone houillère, qui montre un faciès schiste vert, bien que, dans sa partie la plus interne, la présence de lawsonite traduise des pressions supérieures à 3 kb (lawsonite, chlorite, albite / GOFFE, 1982).

- La Vanoise septentrionale, à métamorphisme schiste vert.

- La Vanoise méridionale, qui est le seul socle de Vanoise à montrer un métamorphisme HP qui, dans les zones plus internes, est daté du Crétacé supérieur (éocalpin, BOCQUET et al. 1974 / HUNZINKER, 1974).

- La couverture briançonnaise, quant à elle, est également métamorphisée dans le faciès schiste bleu (HP/BT), par une phase nécessairement post-éocène moyen (GOFFE, 1982), puis rétro-morphosée en faciès schiste vert.

L'absence de datation du métamorphisme HP du socle de Vanoise méridionale à donc amené DESMONS (1980/1982) à deux hypothèses (fig 8):

1. La couverture est allochtone sur le socle et celui-ci a donc pu subir un métamorphisme éocalpin (80 Ma).

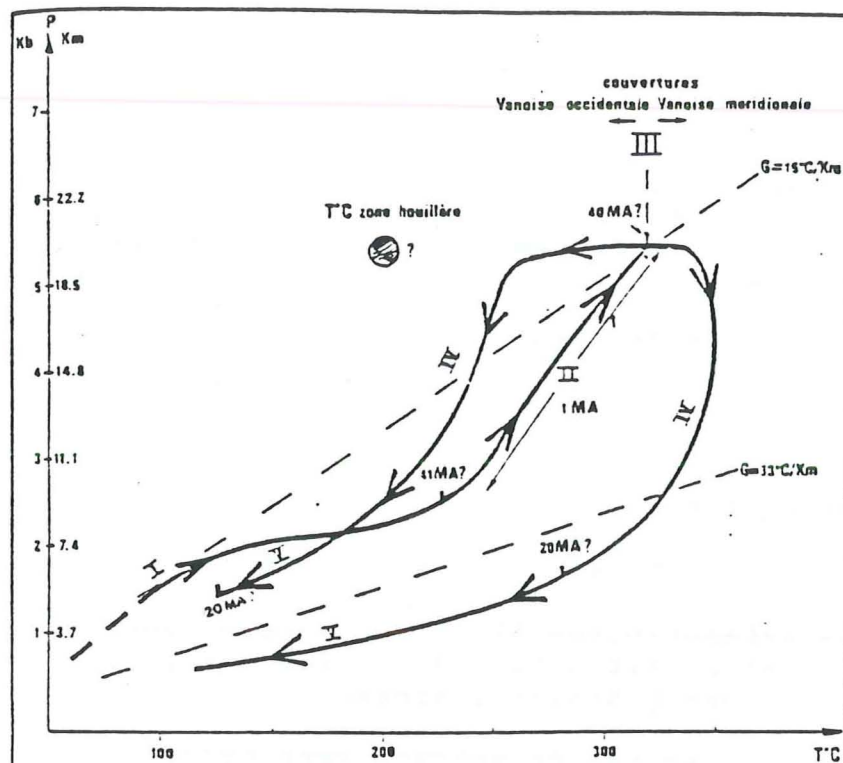


Fig. 9 : Evolution des conditions du métamorphisme dans la Vanoise. Diagramme Pression-Température, d'après B. GOFFE (1982)

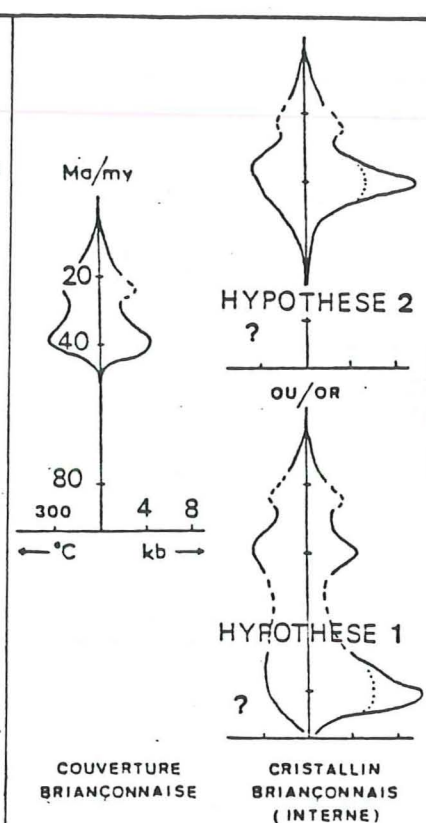


Fig. 8 : Evolutions et conditions du métamorphisme de Vanoise. D'après J. DESMONS 1980

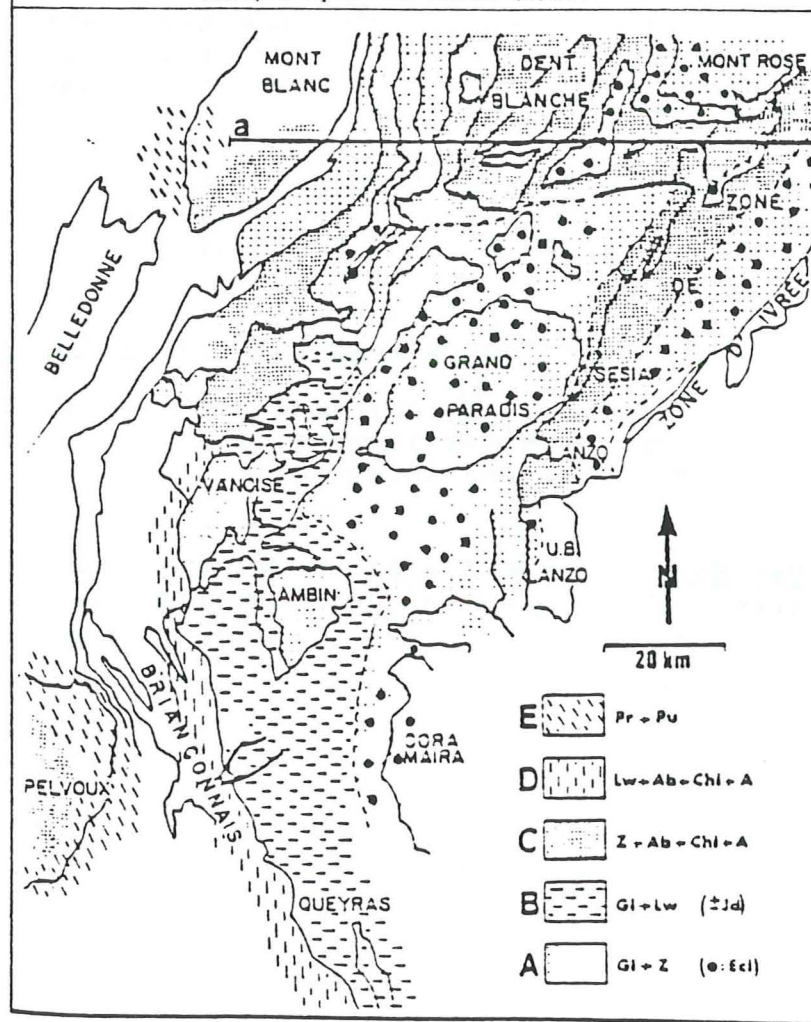


Fig. 7 : Zonéographie du métamorphisme dans les zones internes alpines.

A : amphibole, Ab : albite, Chl : chlorite, Gl : glaucophane, Lw : lawsonite, Jd : jadéite, Pr : prehnite, Pu : pumpellyite, Z : zoïsite, Ecl : éclogite.

in KORNPROBST et al, 1980

2. Le métamorphisme HP a affecté l'ensemble socle - couverture à l'Eocène supérieur, ce qui implique leur solidarité jusqu'à cette date.

Cette dernière hypothèse a été préférée par GOFFE (1982) qui, dans une étude sur le synclinorium de Chavière, propose cinq étapes (fig 9):

étape 1 et 2: elles sont communes au socle de Vanoise méridionale et à la couverture Briançonnaise.

étape 3: elle voit la division de la couverture en trois unités:

- en Vanoise méridionale, la couverture reste, au moins dans les premières phases du métamorphisme, solidaire de son socle. Elle subit un délestage dû à l'érosion et voit la rétro-morphose des assemblages de HP.

- en Vanoise occidentale et septentrionale, la couverture se refroidit brutalement (effet de trempe) en étant charriée sur le socle froid que constituait la zone houillère (200 à 220°)

étape 4 et 5: délestage rapide puis lent, qui permet l'établissement du gradient géothermique normal et ramène les roches à la surface.

4) La Vanoise dans le cadre tectonométamorphique des Alpes

C'est ELLENBERGER (1963) qui a tenté le premier d'expliquer le métamorphisme haute pression observé en Vanoise par le concept de "géosynclinal de nappe". Des études plus récentes (CHOPIN, 1979 / CHOPIN et MALUSKI, 1980 / GOFFE, 1982) ont démontré que la surcharge des Schistes lustrés et des unités austroalpines ne peuvent être responsables des hautes pressions enregistrées aussi bien dans le socle que dans la couverture.

Depuis 1970, les traces de métamorphisme HP/BT sont interprétées comme le résultat de l'enfouissement d'une grande partie de la marge européenne du paléo-océan ligurien le long d'un plan de subduction (ERNST, 1971 / DAL PIAZ et al., 1972 / BOCQUET, 1974 / CABY et al., 1978 / MATTAUER et TAPONNIER, 1978).

Pour les uns (CABY et al., 1978), cette subduction est tardive (contemporaine de la phase de rétro-charriage) et s'exprimerait entre la zone houillère et la Vanoise méridionale, avec un pendage vers l'Ouest (fig 10).

Pour les autres (GOFFE, 1982), la subduction est précoce (contemporaine des premiers charriages) et occuperait une position beaucoup plus interne, à l'Ouest du Grand Paradis, avec un pendage vers l'Est (fig 11).

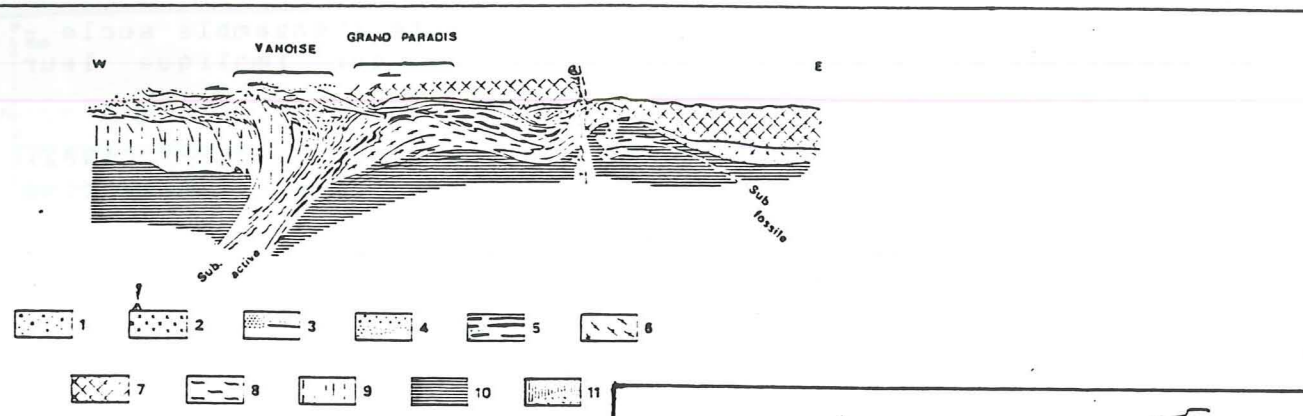


Fig 10: les Alpes occidentales au Crétacé supérieur (d'après CABY et al., 1978).

1: molasse miocène ; 2: intrusions alpines et volcanisme andésitique ; 3: couverture mésozoïque indifférenciée ; 4: mésozoïque austro-alpin et flyschs du Crétacé sup./Paléocène ; 5: Schistes lustrés piémontais et ophiolites ; 6: massifs cristallins internes ; 7: marge externe de la plaque sud-alpine ; 8: zone du Grand Saint Bernard ; 9: plaque paléo-européenne peu déformée ; 10: manteau continental ; 11: asténosphère et dorsale.

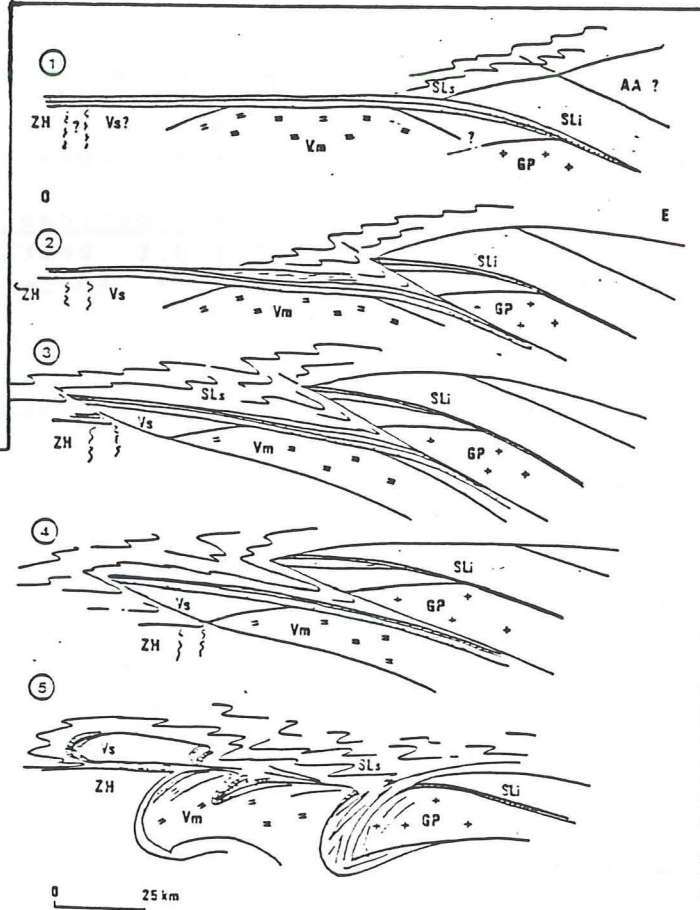


Fig 11 : modèle d'évolution structurale de la chaîne alpine sur la transversale de Vanoise (d'après GOFFE, 1982)

ZH: zone houillère ; VS: Vanoise septentrionale ; VM: Vanoise méridionale ; GP: Grand Paradis ; SLi: Schistes lustrés inférieurs à ophiolites et métamorphisme de haut degré ; SLs: Schistes lustrés supérieurs peu métamorphiques.

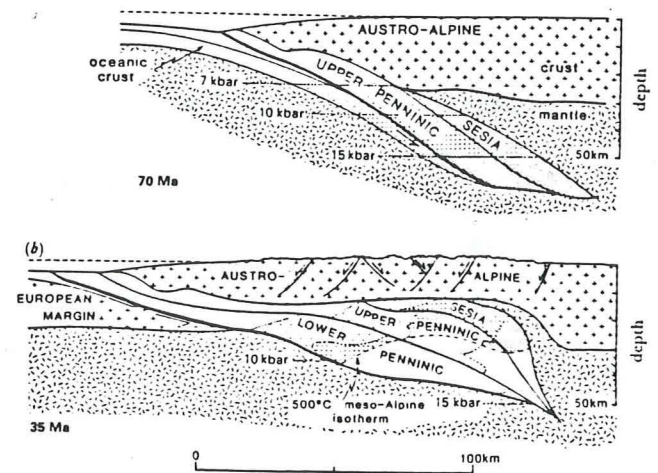


Fig 12: évolution tectonique des Alpes centrales (d'après PLATT, 1987)

(a) Crétacé terminal: la subduction continue de la croûte océanique sous les unités penniques sup. et la zone Sésia maintient un gradient géothermique faible.
 (b) début de l'Oligocène: les unités métamorphiques HP remontent vers la surface, en raison du phénomène d'accrétion à la base du prisme et de l'extension de l'Austro-Alpin au sommet. Le ralentissement de la subduction au début du tertiaire amène une augmentation de température, cause du métamorphisme schiste vert mesoalpin.

Plus récemment, PLATT (1986/1987) explique par un modèle de prisme d'accrétion tectonique la remontée à la surface des assemblages HP/BT, ainsi que leur rétro-morphose dans le faciès schiste vert (fig 12). Ce même auteur a appliqué ce modèle à la Vanoise méridionale (PLATT, 1987) où les premières déformations ductiles, génératrices d'une foliation subhorizontale et de plis couchés, apparaissent après le pic du métamorphisme HP/BT (PLATT et LISTER, 1985a/b) et sont synchrones du phénomène de remontée des roches dans le prisme d'accrétion.

Pour cet auteur, on retrouve en Vanoise d'anciens étirements importants qui tradiraient le processus tectonique de remontée des roches métamorphiques (enfouies à plus de 20 km de profondeur) vers le sommet du prisme, où des failles normales peuvent avoir repris d'anciens accidents compressifs, dûs au phénomène d'accrétion des matériaux subductés, à la base du prisme.

Ce modèle permet également d'expliquer la rétro-morphose en schiste vert des assemblages haute pression du faciès schiste bleu. La chute de vitesse du phénomène de subduction, passant de 10 km/M.a. au Crétacé supérieur à 4 km/M.a. au Tertiaire, amène un rééquilibrage thermique ($T = 500^\circ$) par réajustement du gradient géothermique (ENGLAND, 1978 / OXBURGH et ENGLAND, 1980). Ce phénomène se traduit par le métamorphisme schiste vert méso-alpin dans le prisme d'accrétion (PLATT, 1987).

CHAPITRE II

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

A) INTRODUCTION

L'étude des séries stratigraphiques observées dans le cadre de ce travail, au Nord de l'Arc, a montré que l'on avait cinq grands ensembles structuraux superposés tectoniquement. Du bas vers le haut:

- Un socle ancien, constituant l'ossature de la Vanoise méridionale, avec sa couverture paléozoïque siliceuse. Cet ensemble est écaillé et l'unité de socle supérieure montre par endroits des lambeaux d'une couverture carbonatée post-triasique

- Sur cette écaille supérieure de socle, des écailles mésozoïques montrent, dans toutes les coupes, un détritisme dolomitique qui peut atteindre une taille plurimétrique, et parfois, un détritisme siliceux reconstituant le socle ou le Permien.

- Puis charrié sur ces deux ensembles, le prolongement de la nappe de la Grande Motte, à l'Est du Doron de Termignon (Lanserlia, Côte Chaude) et du torrent de la Leisse (Pointes de Pierre Brune).

- Au Nord du Vallon de la Rocheure, charriées sur l'unité de Grande Motte, viennent des séries bréchiques à caractère interne, dont la position structurale vient confirmer la nature intrabriançonnaise de la nappe de la Grande Motte.

- Enfin, la nappe des Schistes lustrés, où apparaît en fenêtre, au dessus du village de Lanslevillard, une série briançonnaise surtout faite de Trias inférieur à moyen, représentant peut-être la semelle de la nappe de la Grande Motte.

Les buts de l'étude stratigraphique ont été de replacer chaque coupe étudiée dans une unité paléotectonique bien individualisée et de préciser la position de celle-ci dans un schéma rétrotectonique.

Les difficultés rencontrées résident principalement dans l'intensité du métamorphisme alpin qui a le plus souvent occulté les restes de faune. Dès lors les attributions stratigraphiques restent difficiles et le plus souvent basées sur des analogies de faciès avec des séries bien connues et datées.

L'abondance des faciès bréchiques rencontrés dans bon nombre des séries étudiées m'a amené à m'intéresser à la bordure Nord du massif d'Ambin. De fait, ces comparaisons de faciès se sont avérées très utiles pour la suite de mon travail et c'est ce qui m'a amené à débiter le chapitre consacré à l'étude stratigraphique par la description des séries de la cuvette de Bellecombe auxquelles il sera souvent fait référence par la suite.

B) LES SERIES BRECHIQUES DU NW DU MASSIF D'AMBIN

1) INTRODUCTION

Ce sont J. GOGUEL et F. ELLENBERGER (1952) qui ont décrit les premiers la couverture autochtone du NW du massif d'Ambin, conservée dans la cuvette de Bellecombe. Ces deux auteurs avaient proposé une attribution stratigraphique des différentes formations de ce secteur, qui a été reprise par J. GOGUEL (1955), dans son étude de la série de Gran Scala (NE du massif) et des écaïlles du SW du massif. Pour ces auteurs, la série autochtone d'Ambin débute avec des quartzites épais, surmontés de schistes et calcaires du Trias, de brèches liasiques, qui passent aux marbres et brèches du Malm. La série se termine par des marbres chloriteux et des schistes noirs.

Lors de leur étude de la série de Gran Scala, J. GOGUEL et M. GAY (1962) sont moins catégoriques quant à l'âge des brèches calcaires et schistes noirs de la base des coupes. Ils proposent une fourchette d'âge allant du Lias au Jurassique.

L'étude stratigraphique la plus récente sur la couverture du Nord du massif d'Ambin est de CARON et GAY (1977). Etudiant les séries du NW (Bellecombe), du NE (Gran Scala) et du Sud (Doire) du massif, ils définissent quatre grands ensembles stratigraphiques, en continuité avec les dolomies du Trias supérieur; respectivement:

- l'ensemble carbonaté inférieur, riche en brèches et attribué au Rhétien-Lias,
- l'ensemble carbonaté intermédiaire, pour lequel ils proposent un âge Dogger,
- l'ensemble carbonaté supérieur, d'âge Malm à Crétacé Sup./Paléocène,
- l'ensemble schisto-gréseux terminal, analogue aux Schistes noirs éocènes.

Ces deux auteurs remarquent les très rapides variations d'épaisseur des différents niveaux, à la fois à l'échelle d'un groupe d'affleurement et à l'échelle du massif. Ils proposent alors que ces variations d'ensemble se fassent selon un axe NW-SE à N-S.

L'étude des coupes du NW (Bellecombe) du massif, effectuée dans le cadre de mon travail, a permis de préciser les variations d'épaisseur et de faciès sur une transversale W-E et de proposer une nouvelle attribution stratigraphique pour l'ensemble carbonaté inférieur.

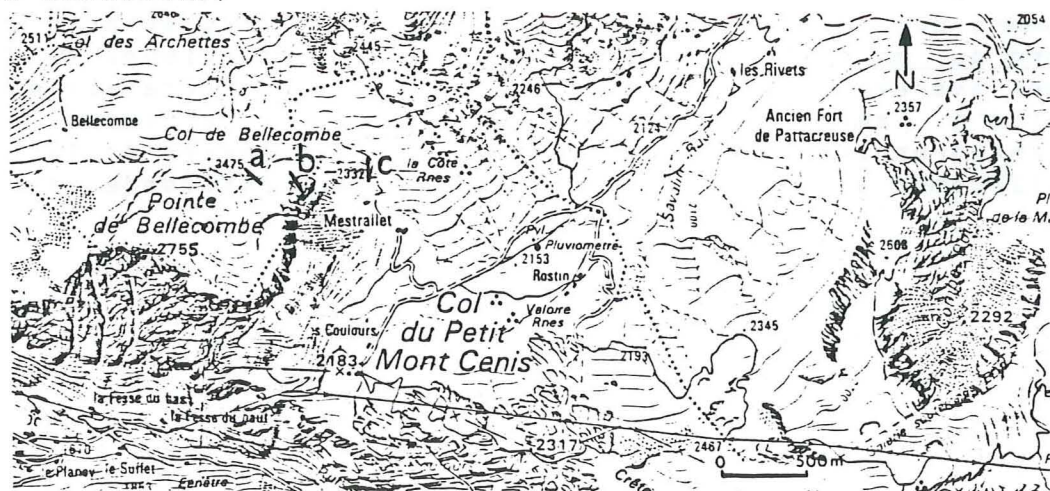


Fig 13: localisation des coupes du massif d'Ambin (carte topo. 1/50 000, feuille Lanslebourg)

- a : Bellecombe Est
- b : Carlina Nord
- c : ravin du Mistrallet

II) LA CUVETTE DE BELLECOMBE

Il y a été levé trois coupes selon une transversale W-E (fig 13). Bellecombe Est (150 m au SE du col de Bellecombe), Carlina Nord (à la pointe NE des Rochers Carlina), le ravin du Mistrallet (1 km au Sud du col de Bellecombe).

1) Coupe de Bellecombe-Est

On peut y définir deux ensembles superposés (fig 14), en continuité stratigraphique avec des dolomies grises à cassure noire, en bancs décimétriques à métriques, riches en microbrèches d'éclatement. Ce faciès rappelle celui des dolomies du Rhétien basal de Vanoise Interne.

a) Description

a.1) ensemble carbonaté inférieur (18 m)

Il est très polymorphe et peut être divisé en 6 termes, caractérisés par de rapides variations d'épaisseur et de faciès. Ce sont, de bas en haut (fig 14):

a. Brèche dolomitique ocre (3 m), pauvre en ciment, à éléments jointifs, de taille centimétrique.

b. Dolomie très claire, bréchique à microbréchique, à éléments parfois quartzitiques (2 m).

c. Brèche polygénique, à ciment calcaire noir, éléments dolomitiques jaunes à gris et éléments calcaires noirs (2 m). Le ciment est peu abondant et certains débris peuvent atteindre une taille décimétrique.

d. Microbrèche dolomitique, claire en patine, noire en cassure (1 m).

e. Calcaires noirs à délit schisteux, parfois microbréchiques (5 à 6 m).

f. Brèche calcaire à ciment jaune à gris et éléments de calcaire noir très recristallisés.

g. Calcaires noirs à intercalations de microbrèches rousses. Ces calcaires prennent une patine rousse à leur sommet (2 m).

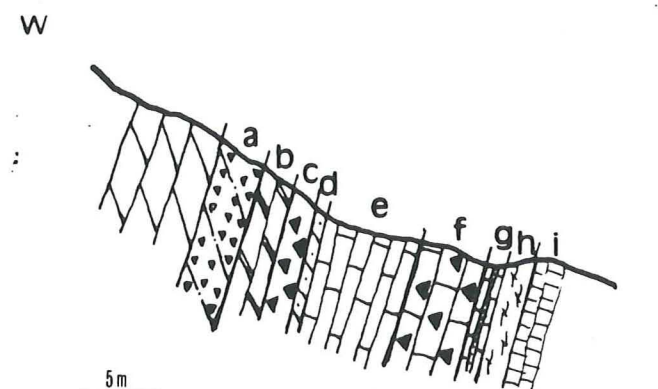


Fig 14: coupe de Bellecombe-Est.

On retrouve dans cet ensemble les mêmes niveaux que ceux définis plus à l'Ouest par CARON et GAY dans leur coupe de Bellecombe (1977). Cependant, ici, la formation bréchique dolomitique de base est beaucoup plus développée et montre l'apparition d'un détritisme siliceux. En raison de la similitude de faciès entre les niveaux e et g, il n'a pas semblé nécessaire de distinguer un ensemble carbonaté intermédiaire comme l'ont fait CARON et GAY (1977), ensemble formé du terme g.

a.2) ensemble carbonaté supérieur (3 m)

On peut le diviser en deux parties. De bas en haut (fig 14):

h. Marbre d'aspect massif bien que finement lité, à patine jaune à rousse (1 m 50 à 2 m) et cassure très claire. La chlorite est rare mais les micas et les quartz sont omniprésents. On note de nombreux lits d'accidents siliceux, pluricentimétriques, évoquant d'anciens cherts (CARON et GAY, 1977). Ce niveau pourrait représenter le Malm non bréchique.

i. Marbres chloriteux à patine blanche, légèrement lités et riches en chlorite.

Le sommet de la coupe est malheureusement masqué par la pelouse alpine, mais il est probable que ces marbres chloriteux passent, vers le haut, à l'ensemble schisto-gréseux terminal décrit par CARON et GAY (1977) dans la coupe de Bellecombe.

b) Interprétation

CARON et GAY ont déjà proposé une attribution stratigraphique des différents ensembles qu'ils ont définis dans les coupes de la cuvette de Bellecombe (voir p.).

Après étude de la coupe de Bellecombe-Est, il semble nécessaire de proposer un âge différent pour l'ensemble carbonaté inférieur, attribué au Rhétien-Lias par les auteurs précédents. Ceci pour les raisons suivantes:

1. Quant elles sont connues, les brèches liasiques passent toujours, vers le haut, au Lias type Grande Motte (Coëtet, Grand Vallon, p.69).

2. Les faciès des niveaux bréchiques b, c et f rappellent les descriptions des brèches callovo-oxfordiennes de Vanoise interne (JAILLARD, 1987), avec un ciment pratiquement inexistant et l'apparition de débris siliceux.

Il semble donc préférable d'attribuer l'ensemble carbonaté inférieur au Dogger plutôt qu'au Rhétien-Lias.

2) Coupe de Carlina-Nord

a) Description

A 500 m à l'Ouest de la coupe précédente, sur le dos de la pointe Nord des Rochers de Carlina, les quartzites scythiens passent, vers le haut, à une épaisse formation bréchique dolomitique, suivant la disposition suivante (fig 15):

a. Quartzites purs à faciès scythien qui, à leur sommet, se chargent en lits phylliteux intenses plissés.

b. Dolomies rouges, à cassure grise à blanche, plus ou moins bréchiques (4 m).

c. Brèche à ciment dolomitique, grise à sa base et ocre au sommet. Les éléments dolomitiques, calcaires et quartzitiques peuvent atteindre une taille décimétrique (10 à 20 m).

Le sommet de cette coupe est malheureusement masqué par des éboulis, mais il est probable que, comme dans la coupe précédente, la formation bréchique du niveau c passe à une brèche carbonatée polygénique (c, fig 14).

b) Interprétation

Les niveaux b et c peuvent être rapprochés des niveaux a et b de la coupe de Bellecombe-Est. Mais ici, la formation bréchique par laquelle débute l'ensemble carbonaté inférieur est plus épaisse (15 à 25 m) et les débris quartzitiques mieux exprimés et de taille plus importante.

On remarque également que le substratum de cette série bréchique est maintenant représenté par des quartzites scythiens. La semelle dolomitique triasique généralement observée à la base des séries de la cuvette de Bellecombe (CARON et GAY, 1977) disparaîtrait donc vers l'Est.

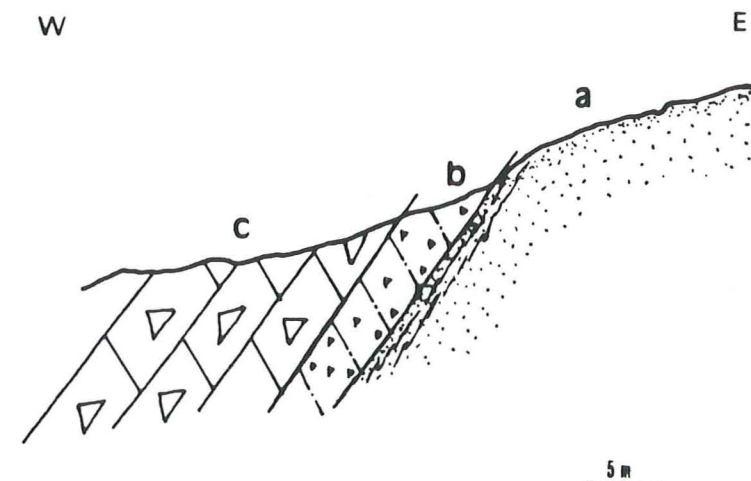


Fig 15: coupe de Carlina-Nord

3) Coupe du ravin du Mistrallet

Située à l'Est des deux coupes précédentes, cette coupe présente la particularité de montrer la brèche carbonatée polygénique (c, coupe de Bellecombe-Est) directement en contact avec les quartzites scythiens.

a) Description

De la base vers le sommet, on distingue (fig 16) :

a. Quartzites scythiens

b. Brèche calcaire brune à grise, à éléments dolomitiques à faciès triasique et éléments calcaires gris plus ou moins étirés, (1 m).

c. Calcaires roux très recristallisés où apparaissent, au bout de quelques mètres, des zones siliceuses qui rappellent les faciès du Lias type Grande Motte (7 m).

d. Brèche calcaire blanche à faciès du Malm (20 cm).

e. Cargneules emballant des dolomies blanches.

b) Interprétation

Le contact stratigraphique de la brèche calcaire du niveau b avec les quartzites scythiens implique une érosion de la série carbonatée triasique. Cette érosion étant probablement consécutive à la surrection du massif d'Ambin lors du rifting liasique (CARON et GAY, 1977). Dès lors, il semble difficile d'attribuer les niveaux b et c au Lias, alors qu'à cette époque le massif d'Ambin représentait une zone haute. Nous proposerons plutôt un âge Dogger pour ces brèches (Callovo-Oxfordien ?), en accord avec l'âge présumé des brèches jurassiques de Vanoise interne (JAILLARD, 1987).

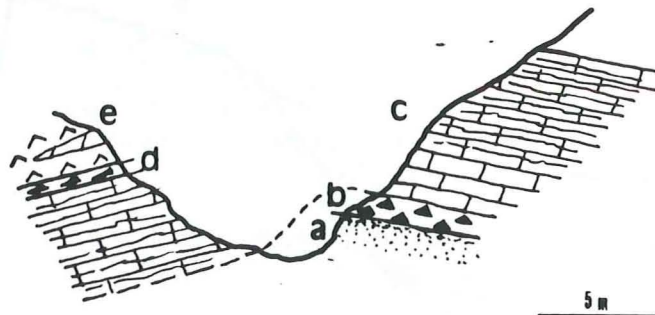


Fig 16: coupe du ravin du Mistrallet

4) Conclusion

a. L'étude lithostratigraphique de ces trois coupes, qui s'échelonnent selon une transversale W-E, et la comparaison avec la coupe de Bellecombe de CARON et GAY (1977), permettent de remarquer (fig 17) :

1- la rapide diminution d'épaisseur, d'Ouest en Est, de l'assise carbonatée triasique, qui disparaît dans la coupe de Carlina-Nord;

2- La dilatation vers l'Est de la formation bréchique dolomitique par laquelle débute l'ensemble carbonaté inférieur, puisqu'elle passe de 60 cm dans la coupe de Bellecombe (CARON et GAY, 1977) à plus de 10 m dans la coupe de Carlina-Nord. Ce niveau n'existe plus dans la coupe du ravin du Mistrallet.

3- L'augmentation relative, d'Ouest en Est, du détritisme siliceux, présent à la base des coupes de Bellecombe-Est et de Carlina-Nord.

Il semble donc que la coupe du ravin du Mistrallet représente un ancien paléorelief pouvant être la source d'une partie des apports détritiques carbonatés et siliceux présents dans les coupes.

D'autre part, si l'on corrèle, sur une diagonale NW-SE, les coupes levées par CARON et GAY depuis le col de l'Arella jusqu'au SE des Rochers Carlina, on remarque que la coupe d'Arella représentait également un haut-fond, pendant le dépôt des sédiments bréchiques post-triasiques/anté-Malm. Il semble donc que la paléogéographie de la cuvette de Bellecombe ait été guidée par deux paléoreliefs: au NW un haut-fond (coupe d'Arella) responsable d'apports carbonatés, à l'Est un autre haut-fond (coupe du ravin du Mistrallet) fournisseur en débris carbonatés et siliceux (fig 18).

b. On propose également une nouvelle attribution stratigraphique pour l'ensemble carbonaté inférieur, défini par CARON et GAY (1977). Ces derniers auteurs lui donnent un âge Rhétien-Lias, mais il semblerait qu'il représente plutôt le Dogger ou le Callovo-Oxfordien. En effet, on a dit que le faciès des brèches de cet ensemble rappelle celui des brèches callovo-oxfordiennes de Vanoise interne (JAILLARD, 1987), et que, lorsque les brèches liasiques existent, elles passent toujours, en Vanoise interne, au Lias type Grande Motte. Enfin, à l'Est de la cuvette de Bellecombe, cet ensemble carbonaté bréchique repose stratigraphiquement sur les quartzites du Trias inférieur. Ceci implique une érosion de toute la série dolomitique, probablement consécutive de la surrection du massif d'Ambin au début du Lias. Dès lors, on voit mal comment ces calcaires noirs et ces brèches pourraient représenter le Lias inférieur.

Il convient donc de rester très prudent quant à l'attribution au Lias, de tous les calcaires à zones siliceuses dont le faciès se rapproche de celui du Lias de la série de la Grande Motte. Dans certains cas, ils pourraient aussi bien représenter le Dogger.

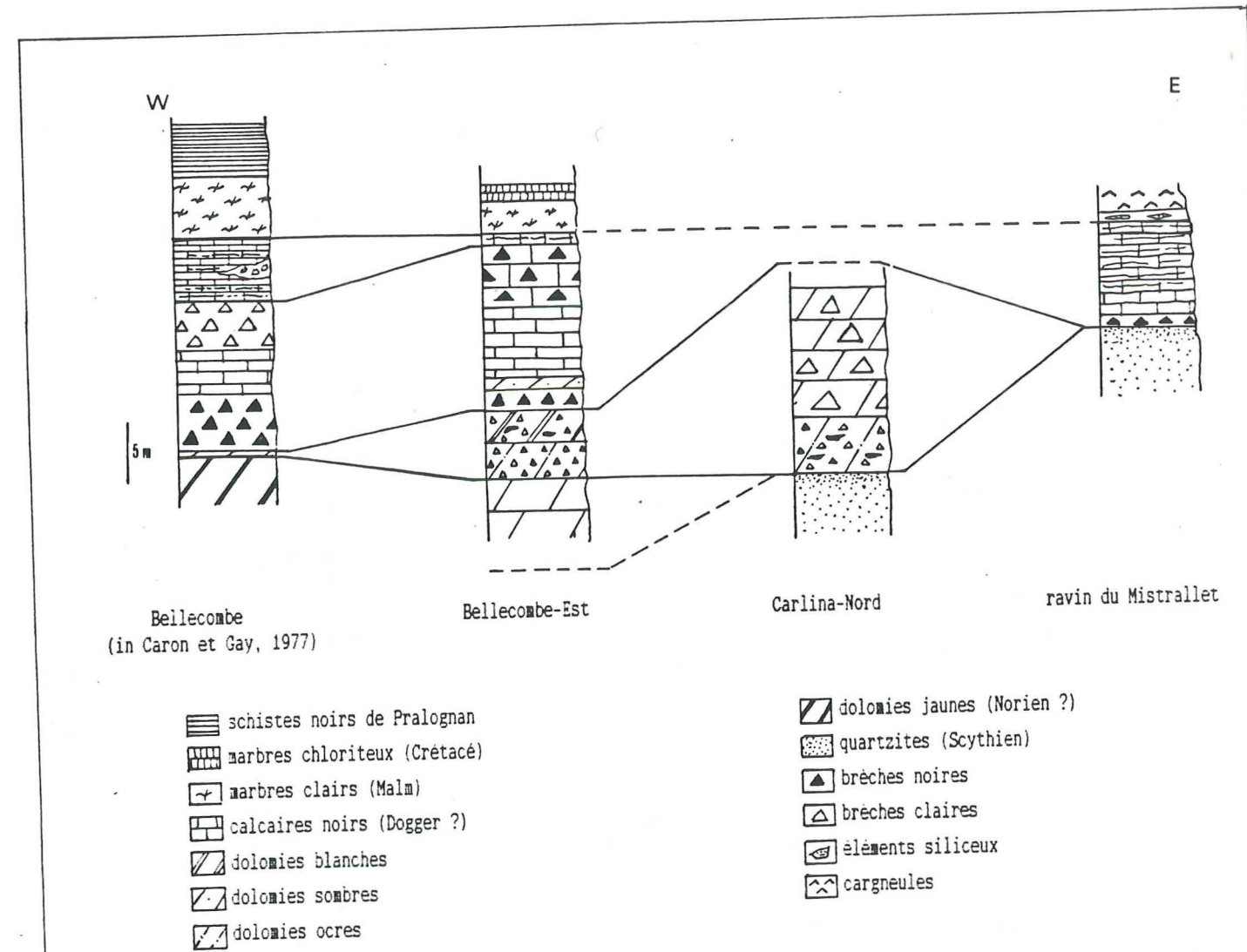


Fig 17: corrélation sur une transversale E-W des coupes de la cuvette de Bellecombe

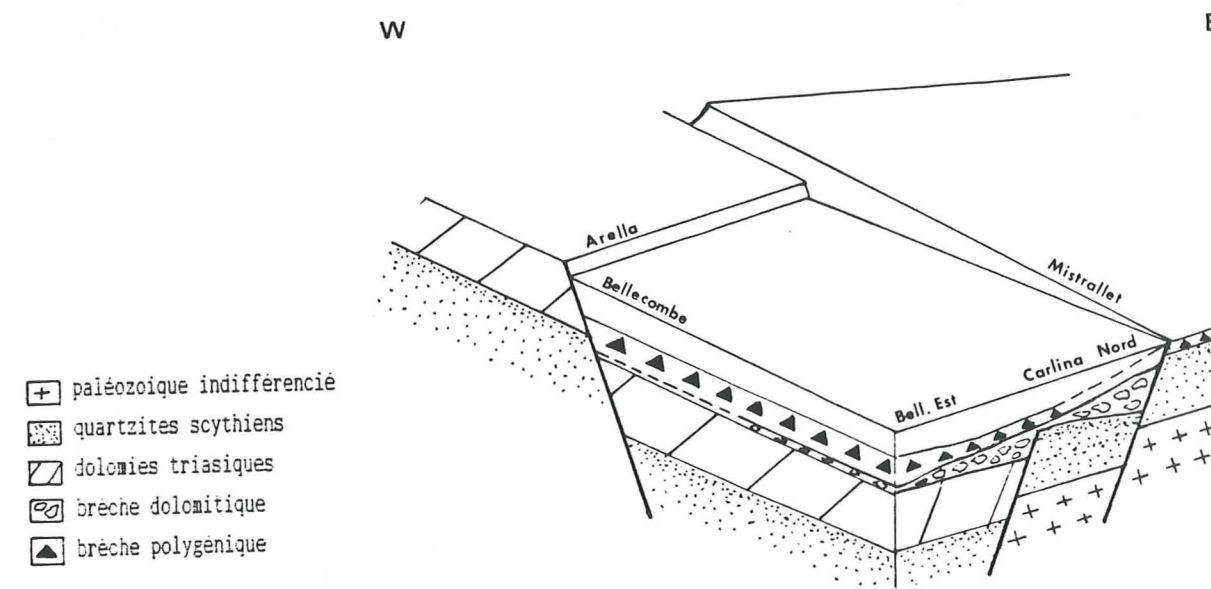


Fig 18 reconstitution paléogéographique de la cuvette de Bellecombe au Dogger

C) LE SOCLE ET SA COUVERTURE

I) Introduction

Le socle et les sédiments qui lui sont stratigraphiquement et structuralement associés affleurent en majeure partie à l'Ouest du domaine étudié. Ils forment la retombée orientale de la grande coupole de la Vanoise Méridionale. Plus à l'Est, en rive gauche du Doron de Termignon, on retrouve ces sédiments au Plan du Lac et au dessus de la butte du Coëtet, structurés en grands plis déversés vers le Nord.

Le socle de Vanoise méridionale s.l. à été jusqu'alors considéré comme une unité homogène montrant un noyau de micaschistes gris d'âge anténomurien (BOCQUET, 1974) surmonté de métasédiments d'âge permien à permo-triasique. De nouvelles observations effectuées dans le cadre de ce travail viennent remettre en question cette homogénéité.

En effet, à l'Ouest du Doron de Termignon, le socle de Chasseforêt est affecté par un grand accident plat, cisailant, jalonné par les quartzites phylliteux du Permo-Trias (fig 19). On peut suivre cet accident depuis le lac de l'Arpont (p.c. 2668 ; PLATT et LISTER, 1985) jusqu'à l'ouest du Dôme de Chasseforêt. Il semble réapparaître sur le plateau du Pelve, le long du torrent de Plan Gressan (fig 19).

Ce grand accident cisailant apparaît actuellement comme un élément essentiel dans la compréhension du massif. Il met en contact deux socles différents par leur histoire métamorphique et par les caractères des couvertures qu'ils supportent.

Les caractères métamorphiques différents ont déjà été soulignés par P. SALIOT (1978) qui trace au milieu du socle de Vanoise méridionale un isograde marquant l'apparition de l'association Jadéite/Quartz (fig 20). Cet isograde correspondrait précisément à la trace actuelle du grand accident cisailant de l'Arpont. Une telle saute de métamorphisme peut s'expliquer parfaitement si l'on admet l'hypothèse de deux ensembles différents superposés tectoniquement.

A l'Ouest du Doron, l'écaille de socle en position haute porte une couverture carbonatée post-triasique, adhérente ou écaillée (fig 19), tandis que le socle inférieur ne montre jamais de couverture adhérente autre que les classiques sédiments du Paléozoïque terminal (Permien et Permo-Trias).

Si l'on estime que l'isograde de métamorphisme Jadéite/Quartz tracé par SALIOT se superpose à l'accident de l'Arpont, on devrait retrouver cette opposition à l'Est du Doron, au Plan du Lac. En effet l'isograde en question traverse le Doron de Termignon et longe ensuite celui-ci vers le Sud jusqu'au massif d'Ambin (fig 20). Il devrait logiquement marquer la trace d'un accident équivalent de celui de l'Arpont mais qu'il est difficile, voire impossible, de suivre sur le terrain en raison de la topographie.

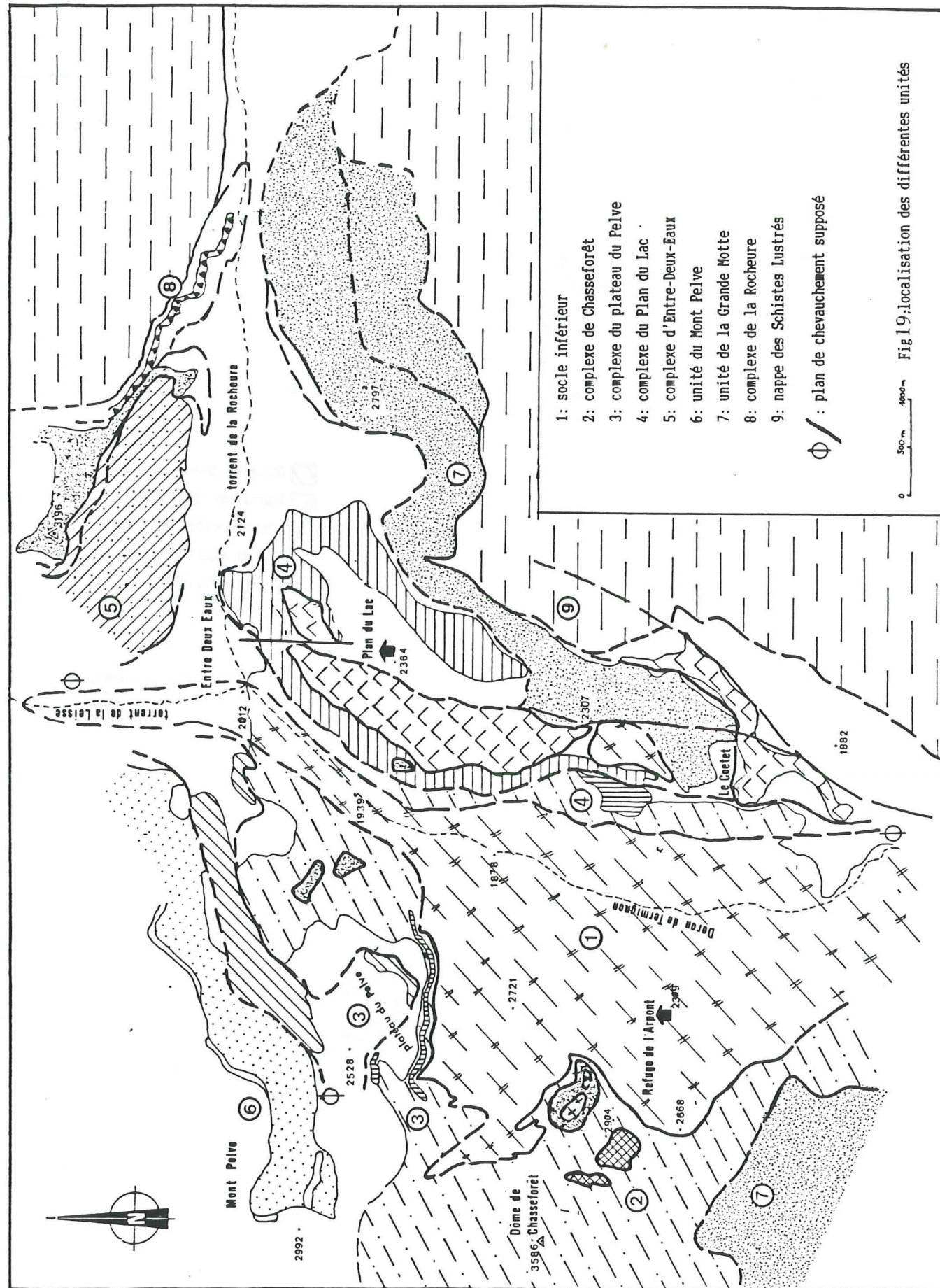


Fig.19: localisation des différentes unités

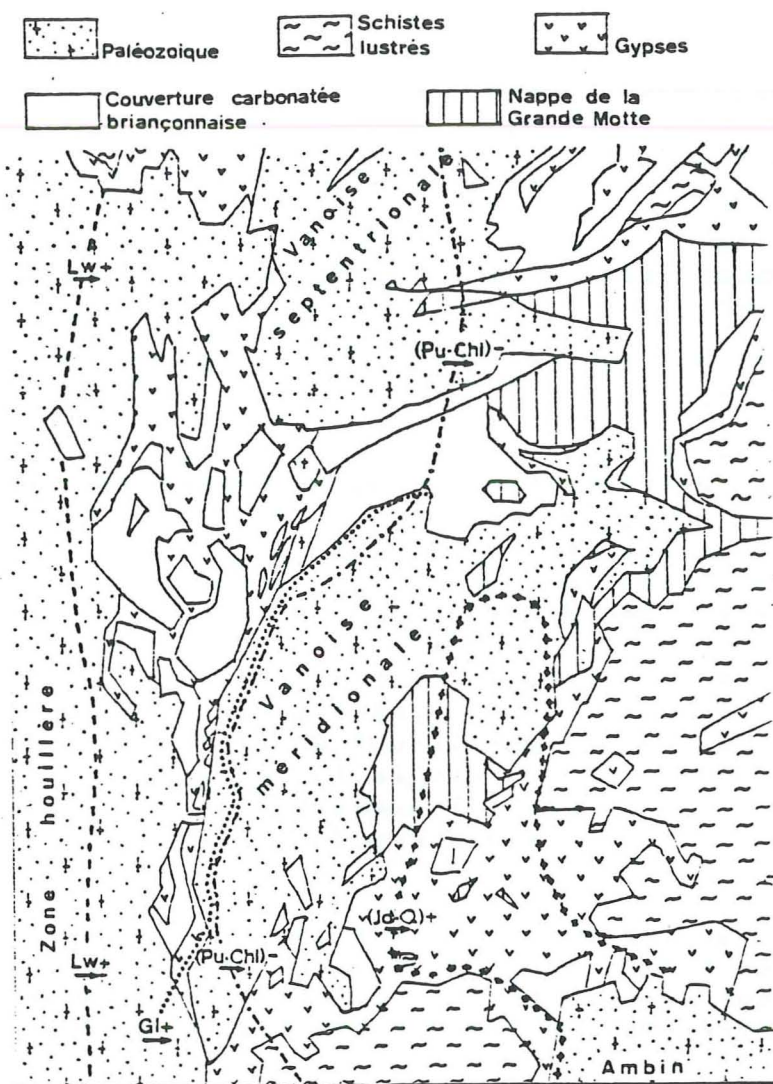


Fig 20: isograde de métamorphisme en Vanoise d'après B. GOFFE (1972)

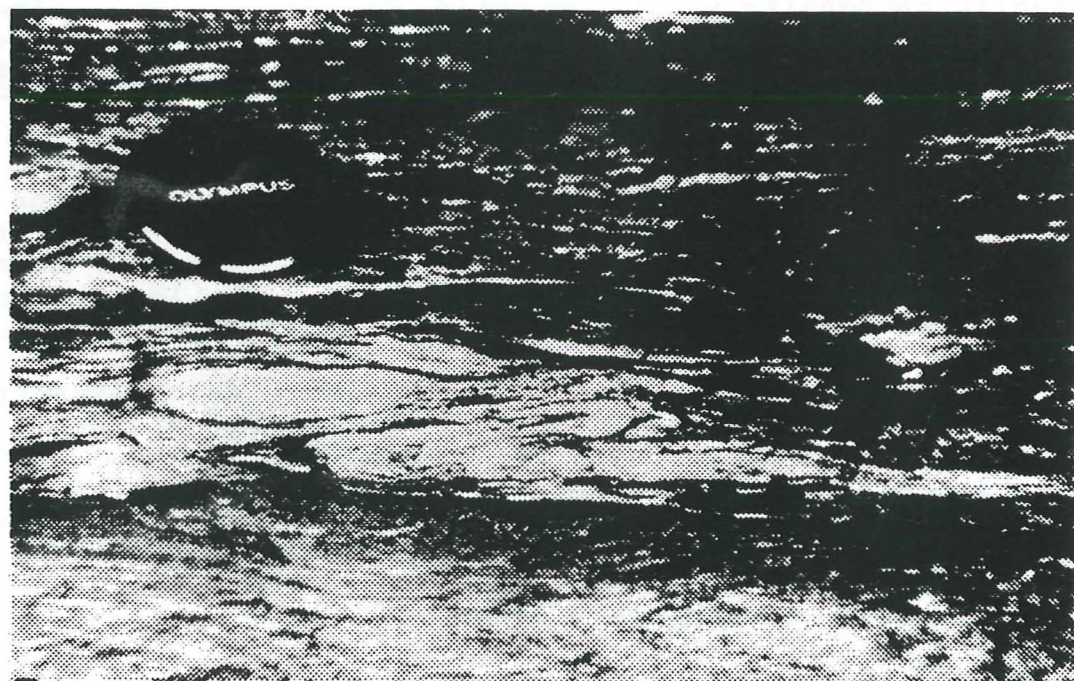


Fig 21 : exsudats siliceux microplissés dans les micaschistes gris du socle

Il convient de rester très prudent quant à la confiance à accorder à cet isograde (P. SALIOT, comm. pers.), mais cependant, quelques arguments stratigraphiques et structuraux, qui seront développés ultérieurement, vont dans le sens d'une distinction de deux unités de socle sur le terrain étudié ici.

II) Le socle inférieur et sa couverture antétriasique

1) le socle ancien

a) les micaschistes gris

Il sont généralement de teinte gris plomb, parfois plus verte en raison de l'abondance de la chlorite. Micacés et peu fissiles, ils sont très souvent plissotés et riches en exsudats siliceux microplissés (fig 21).

Ces micaschistes montrent plus ou moins nettement trois paragénèses métamorphiques successives:

1. J. BOCQUET (1974) y a décrit des reliques minérales témoins d'un métamorphisme anté-alpin de faciès amphibolite. Ce sont des hornblendes vertes, des grenats, des feldspaths potassiques et des micas blancs muscovitiques.

2. Ces micaschistes sont parfois riches en aiguilles de glaucophanes très visibles à l'oeil nu et qui se disposent en rosettes ou bien dessinent une linéation bien marquée. Ces amphiboles bleus témoignent d'un métamorphisme HP/BT (schiste bleu), éoalpin ou mésoalpin.

3. Il lui succède un métamorphisme schiste vert typiquement mésoalpin, à mica blanc, phengite, albite, épidoite, chlorite, hématite...

Dans le coeur du massif de Vanoise méridionale, ELLENBERGER (1958) a cité un faciès à gros grenats, qui n'apparaît que très rarement sur mon terrain.

Par endroit on remarque des veines minéralisées (ripidolite) de plus ou moins grande extension qui sont interprétées par J. BOCQUET (1974) comme le résultat d'une concentration de chlorite dans des fissures lors du métamorphisme.

b) Les roches magmatiques métamorphiques

Interstratifiées dans les micaschistes gris du socle, on observe des roches vertes (ovardites et prasinites) ou bleu foncé (glaucophanites). Ces différents faciès pétrographiques montrent toute une gamme de transition les uns par rapport aux autres; les ovardites étant considérées comme le stade ultime de transformation (BOCQUET, 1974).

* Les ovardites et prasinites

De teinte vert foncé, elles sont généralement très massives mais montrent parfois un délit schisteux en piles d'assiettes (base est de la butte 3127, de l'Arpont). On peut observer, alternant avec ces metabasites, des lits d'un gneiss leucocrate.

Ces roches vertes dans lesquelles F. ELLENBERGER (1958) voyait un épisode volcanique stéphano-permien, seraient plus anciennes d'après J. BOCQUET (1974). Elles témoigneraient de la nature anté-alpine du socle de Vanoise méridionale.

* Les glaucophanites

Elles sont très massives, de teinte bleu nuit, parfois parsemées de grenats roses, et sont très bien exprimées au pied de la langue terminale du glacier de l'Arpont.

2) La couverture antétriasique

Souvent absente sur le socle inférieur, elle comprend :

a) Le Permien

Il débute par un ensemble de schistes, à patine bleutée ("Schistes bleus" de F. ELLENBERGER, 1958), très fissiles, plissotés et parfois à exsudats siliceux eux-mêmes plissotés. Ces schistes qui se débitent en feuillets millimétriques et présentent souvent une patine lustrée, ont une puissance très limitée (1 à 5m) (?).

Au dessus, viennent des micaschistes à patine verte, beaucoup mieux représentés. A leur base ils sont parfois de teinte claire et d'aspect plus schisteux. Dans ce cas ils apparaissent très tectonisés et riches en minéraux opaques qui soulignent bien les microplis.

Au dessus ils deviennent plus compacts, de teinte vert foncé à cause de l'abondance de chlorite et d'épidote. Ils sont également plissotés et peuvent montrer des exsudats siliceux microplissés mais jamais d'aiguilles de glaucophane.

Ils montrent parfois une teinte blanchâtre, voire brun clair (due à des oxydes) et une paragenèse à chlorite, albite, épidote, quartz, mica blanc, hématite... C'est typiquement la paragenèse schiste vert.

b) Le Permo-trias

Représenté par des quartzites phylliteux de teinte blanche, il est très bien individualisé par rapport au socle et au Permien.

Il constitue un niveau repère essentiel dans cette série anté-triasique, niveau qui semble avoir réagi comme une zone préférentielle de décollement au sommet de la série anté-triasique.

III) L'écaille supérieure de socle

Les faciès rencontrés sont les mêmes que ceux décrits pour le socle inférieur, à savoir des micaschistes gris (qui évoluent vers des glaucophanites sur le plateau du Pelve), surmontés d'une couverture antétriasique bien mieux exprimée que dans le cas précédent. Cependant, cette écaille, qui est en contact tectonique sur le socle inférieur, ne montrerait plus l'association métamorphique Jd/Qz (SALIOT, 1978). Elle supporte par endroit une couverture post-triasique adhérente et des lambeaux écaillés de séries mésozoïques à cénozoïques, fortement bréchiques, qui seront détaillées dans ce chapitre. Dans l'étude stratigraphique de cette écaille supérieure de socle, plusieurs complexes ont été distingués (fig 19):

* Le complexe de Chasseforêt (fig 19, 2), vraisemblablement trainé sur le socle et constitué d'une série carbonatée bréchique montrant aussi des faciès siliceux reconstitués.

* Le complexe du plateau du Pelve (fig 19, 3), constitué d'une couverture carbonatée adhérente post-triasique et d'un chapelet d'écailles tectoniques à matériel riche en brèches carbonatées.

* Le complexe du Plan du Lac (fig 19, 4), où l'on retrouve une couverture carbonatée adhérente (chalets de Bellecombe) surmontée d'une écaille de socle associé à une série mésozoïque bréchique.

* Le complexe de Pierre Brune (fig 19, 5), où l'on distingue trois unités, superposées tectoniquement, qui permettent de préciser la morphologie de la marge externe du bassin liasique de la Grande Motte.

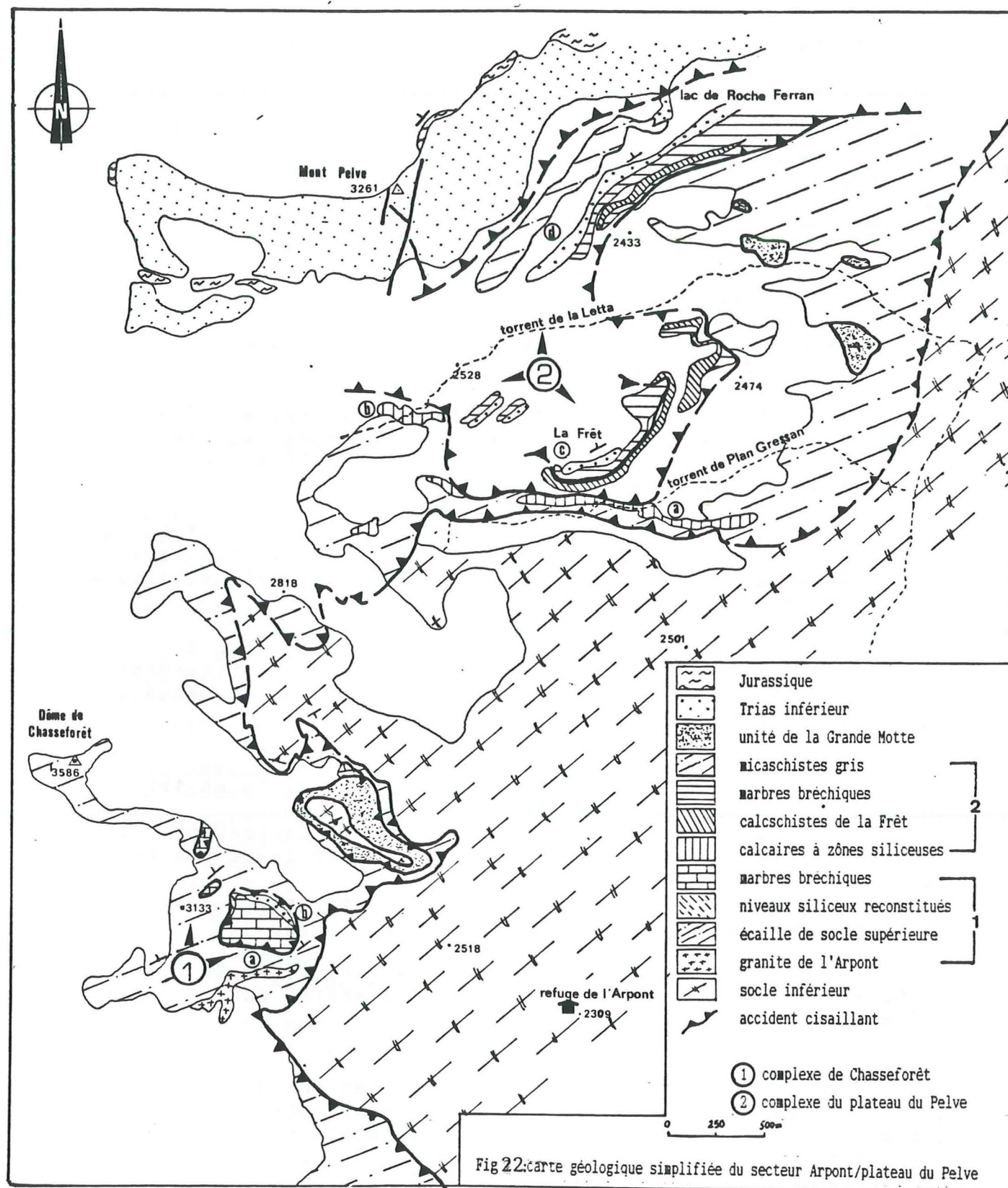
1) Le complexe de Chasseforêt (fig 22, 1a et 1b)

Au dessous de l'arête est du Dôme de Chasseforêt, en rive droite de la langue terminale du glacier, affleure une formation carbonatée au caractère bréchique affirmé.

Nous allons décrire cette formation selon deux coupes aisément observables.

La coupe 1 (fig 22, 1a) est visible au Sud du flanc droit d'une grande moraine qui prolonge l'arête est du Dôme de Chasseforêt.

Le contact de base de la série avec les micaschistes gris de l'Arpont est jalonné par 10 à 20 cm de quartzites phylliteux permo-triasiques très riches en porphyroblastes d'albite. C'est un contact tectonique contemporain des phases précoces de charriage selon PLATT et LISTER (1985 a/b).



Du bas vers le haut, on reconnaît (fig 23).

a. Calcaire roux en plaquettes, très riche en cristaux d'albite et accompagné d'une dolomie jaunâtre bréchique et boudinée.

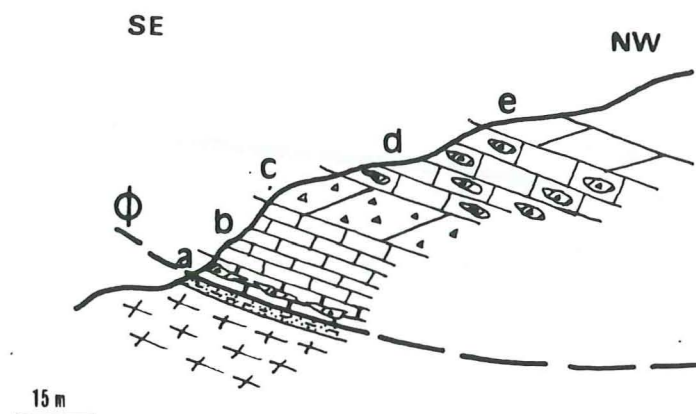
b. Calcaires gris en patine, très clairs et pulvérulents en cassure, qui passent à des calcaires noirs spathiques et légèrement fétides.

c. Niveau dolomitique gris clair, montrant parfois des laminations ainsi que des microbrèches remplissant des fractures contemporaines de la sédimentation. Ce faciès rappelle tout à fait certaines dolomies du Ladinien (JAILLARD, rens. oral).

d. Marbres rubanés riches en lentilles dolomitiques bréchiques de teinte jaune.

e. Niveau dolomitique montrant des vermiculations.

L'âge de cet ensemble sera discuté plus loin.



La coupe 2 (fig 22, 1b) est visible à la base du flanc gauche de la moraine. A dominante bréchique, elle montre, après reconstitution et de bas en haut (fig 24):

a. Au sommet de la moraine, un niveau de 1 à 2 m de faciès reconstitués mimant le Permo-Trias et les micaschistes gris du socle (fig 24 a). La nature resédimentée de ce niveau est attestée par son intercalation avec des lits décimétriques de marbres rubanés, voire par la richesse en mouchetures d'ankérite des micaschistes gris.

b. Quartzites versicolores à faciès scythien (2 à 3 m), très probablement reconstitués car ils montrent des intercalations de bancs dolomitiques bréchiques, étirés et parfois boudinés (fig 25). On peut également rencontrer de rares bancs calcaires.

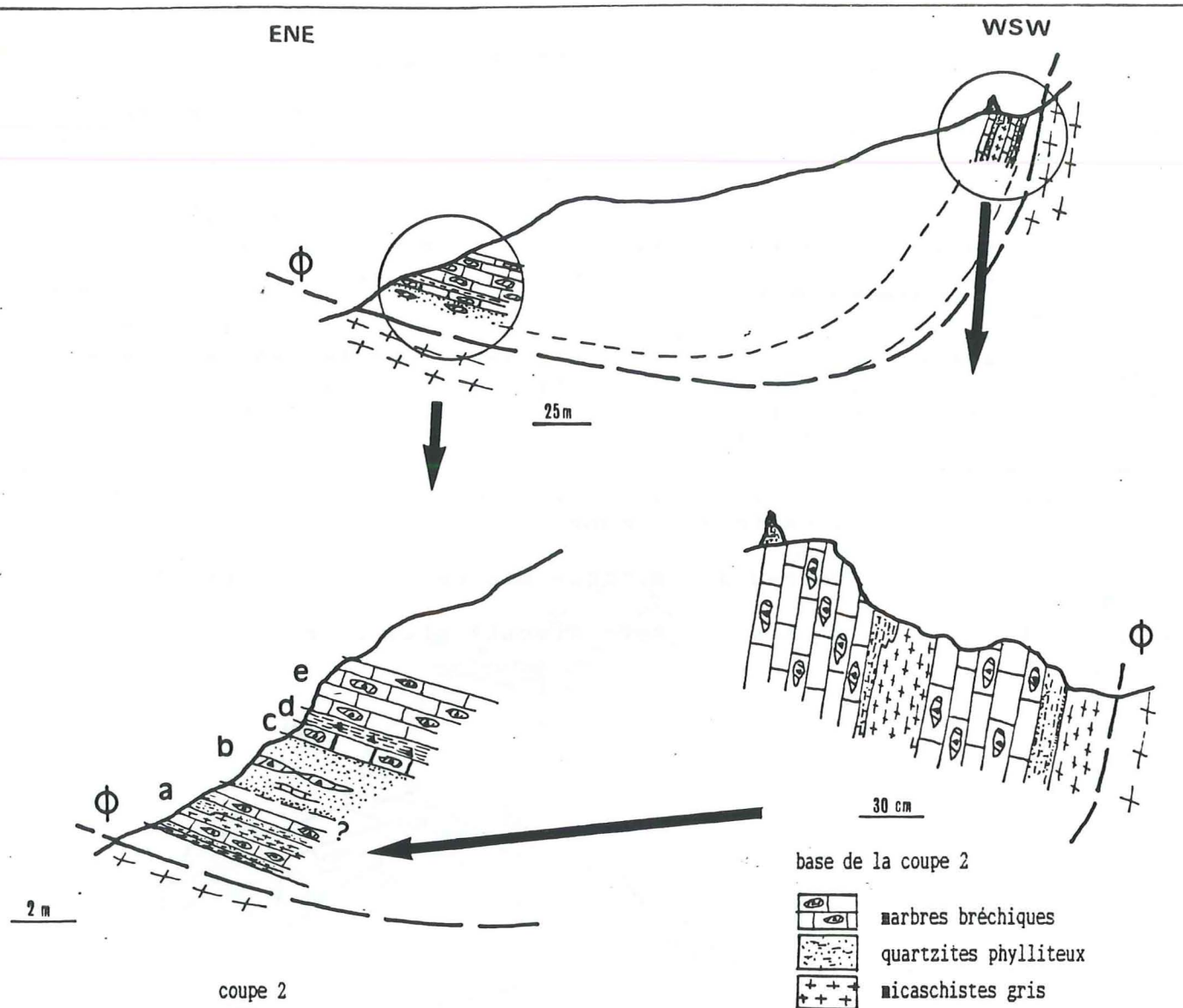


Fig 24: complexe de Chasseforêt, coupe 2

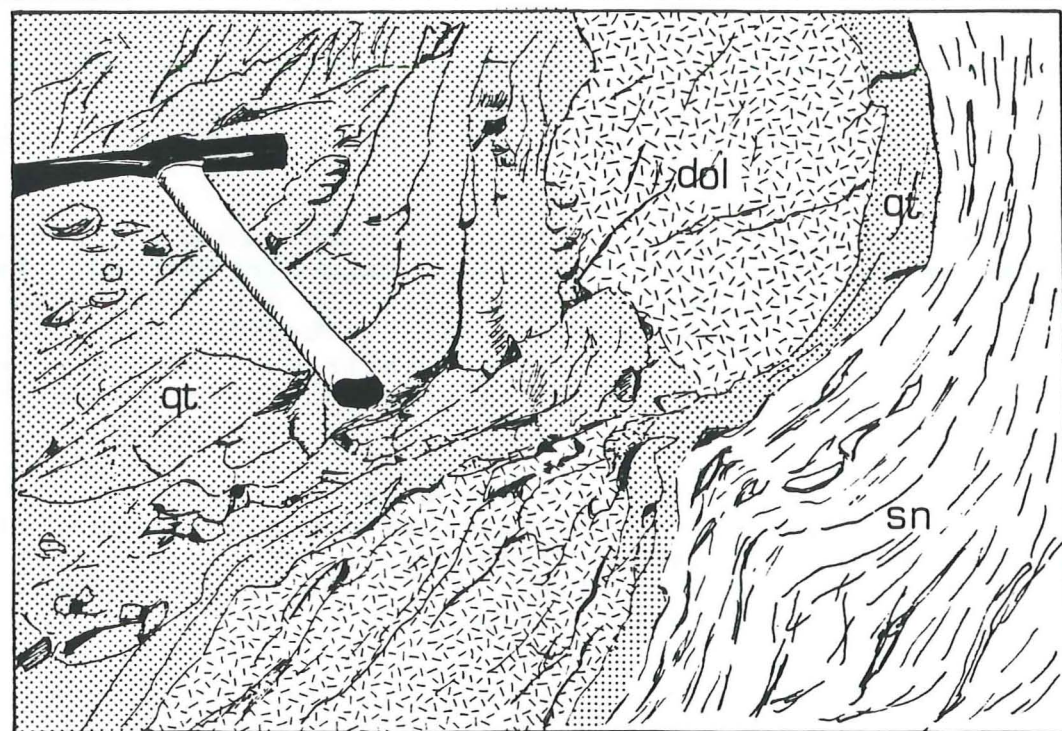


Fig 25: quartzites reconstitués à la base de la série bréchique de Chasseforêt. Noter

l'intercalation de dolomie bréchique boudinée.

qt : quartzites à faciès scythien ; dol : dolomie bréchique ; sn : schistes noirs (Dogger?)

c. Calcaire noir, spathique, légèrement fétide, à lentilles de dolomie bréchique (10 à 20 cm).

d. 20 cm de schistes phylliteux, non calcaires, très plissotés et parfois bréchiques. Ils remanient le calcaire sous-jacent.

e. Marbres rubanés à lentilles dolomitiques bréchiques jaunâtres.

Une telle organisation se retrouve à la base est du Dôme de Chasseforêt (alt. 3130 m, fig 16, 1c) en écaille tectonique dans les micaschistes gris du socle.

Lorsqu'on veut corréler les coupes 1 et 2 entre elles, on bute sur l'absence des niveaux dolomitiques gris à faciès triasique de la coupe 1 dans la coupe 2. On peut expliquer leur disparition dans cette dernière soit par une variation latérale de faciès très rapide, soit en interprétant ces niveaux dolomitiques triasiques comme des olistolites au sein d'une série plus récente.

La deuxième hypothèse semble la plus vraisemblable au regard de l'âge proposé pour cette série dont il faut maintenant discuter.

* âge de ces dépôts

Attribués par les anciens auteurs (ELLENBERGER, 1958 / DAMBRINE, LANGANEY, 1979) au Trias moyen, je proposerais plutôt un âge jurassique sup. en raison:

- de l'absence des niveaux classiques du Trias moyen.
- du faciès des marbres bréchiques rappelant celui des marbres jurassiques d'Ambin.
- du détritisme dolomitique présent à tous les niveaux.
- de la présence d'olistolites de Trias moyen.
- des faciès reconstitués observés à la base de la coupe (niveaux a et b, fig 24), faciès qui n'apparaissent généralement que dans les niveaux supratriasiques (JAILLARD, 1987).

* polarité de la série

Si l'on supprime la déformation de phase 3, on remarque que la série montre, de bas en haut (fig 26):

- des faciès reconstitués mimant le Permo-Trias et le socle.
- des quartzites scythiens reconstitués.
- du Trias carbonaté en olistolites.

En partant de l'hypothèse que ce détritisme est originaire d'un même secteur on est obligé de voir dans ces dépôts une série renversée pour respecter l'ordre d'érosion du massif alimentant la zone de dépôt.

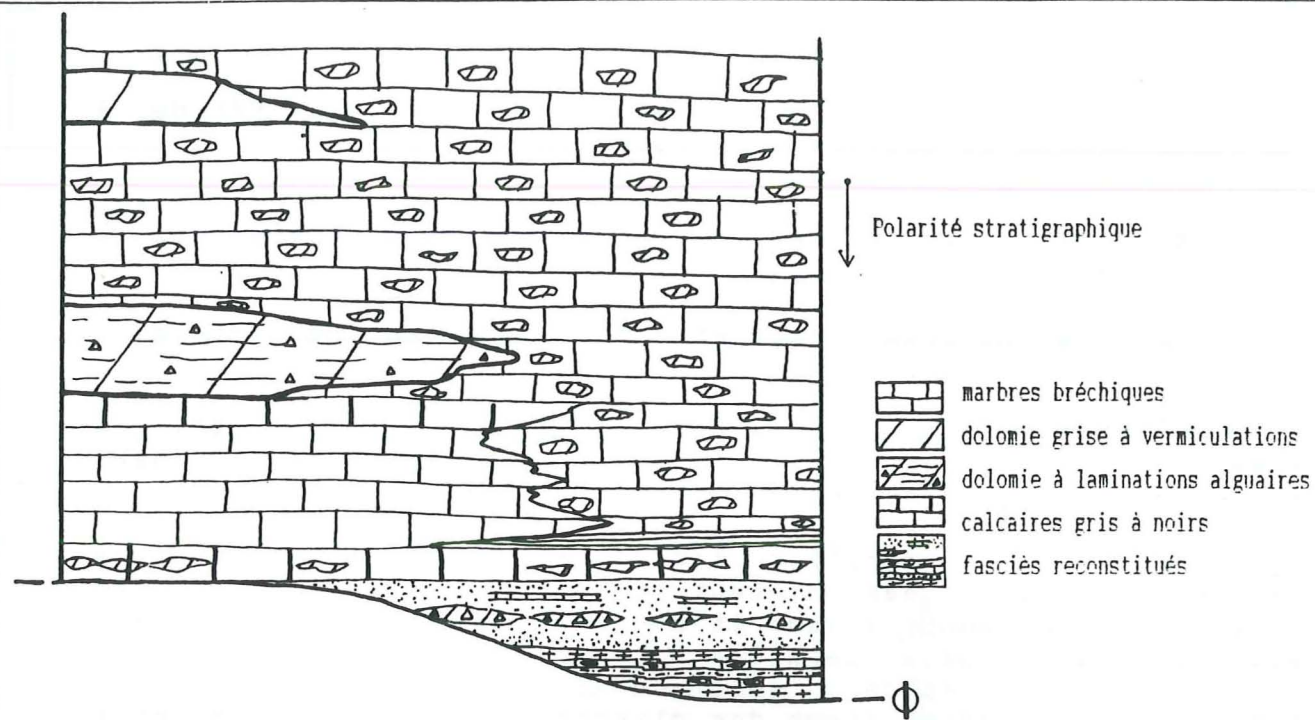


Fig 26 reconstitution de la série carbonatée du complexe de Chasseforêt



Fig 27: lame mince au contact micaschistes gris/calcaires à zones siliceuses

*** conclusion**

Sous l'arête est du Dôme de Chasseforêt et en contact anormal sur l'écaille de socle, affleure une série inverse à caractère très bréchique, montrant à sa base des faciès reconstitués mimant le socle, le Permo-Trias et les quartzites scythiens. Cette succession stratigraphique admet également des dolomies à cachet triasique qui ont longtemps fait croire à un âge Trias moyen (ELLENBERGER, 1958) mais que j'interprète maintenant comme des olistolites dans des sédiments d'âge jurassique supérieur analogues à ceux décrits dans le massif d'Ambin (CARON et GAY, 1977).

2) Le complexe du plateau du Pelve (fig 22; 2a, b, c et d)

Ce plateau prolonge à l'Est la langue du glacier du même nom, et est traversé par le sentier allant de l'Arpont à Entre-Deux - Eaux.

En rive droite du torrent de Plan Gressan, on retrouve un socle écaillé par un plan de cisaillement jalonné par des quartzites phylliteux permo-triasiques broyés et étirés (fig 22). Comme à l'Est du Dôme de Chasseforêt, cet accident sépare un socle inférieur à dominante de micaschistes gris et une écaille de socle supérieure. Celle-ci porte une couverture post-triasique adhérente et un chapelet d'écailles tectoniques.

a) la couverture adhérente

*** le torrent de Plan Gressan (fig 22, 2a)**

Le long du torrent, à la cote 2500, on remarque, sur les micaschistes gris du socle, un plaquage de calcaires bruns à zones siliceuses. L'étude de ce contact montre que les calcaires moulent les irrégularités de surface des micaschistes et contiennent parfois des galets de quartzites noirs.

Les lames minces montrent nettement un contact actuellement tectonisé, témoignant du jeu d'une contrainte cisailante ayant fonctionné sous un régime plastique (BARD, 1980). Il s'agit d'une mylonite typique, avec des couloirs ultramylonitiques définissant une schistosité de crénulation. Au niveau du contact, on remarque un mélange intime du calcaire et du micaschiste selon des bandes parallèles à la foliation (fig 27).

La déformation s'est concentrée le long de bandes riches en phyllites (couloirs ultramylonitiques) et est tardive par rapport aux cristaux d'albite qu'elle a parfois fait tourner, voire fracturés. Elle serait donc contemporaine de la phase de rétrocharriage D3, qui, d'après PLATT et LISTER (1978/1985 a/b), est postérieure à l'apex du métamorphisme schiste vert responsable de la cristallisation de l'albite.

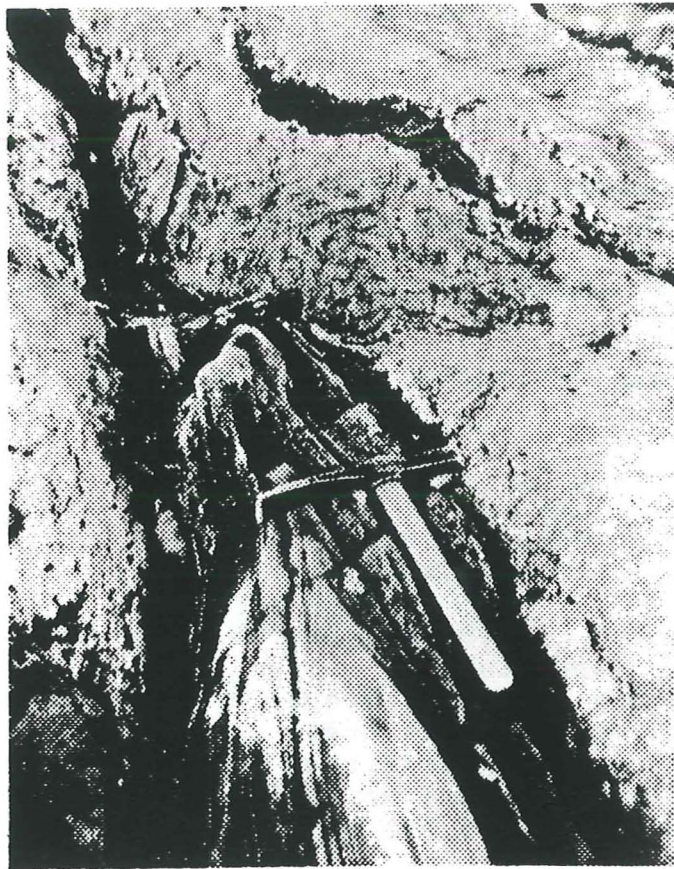


Fig 28 : contact micaschistes gris/calcaires à zones siliceuses (torrent de la Letta)

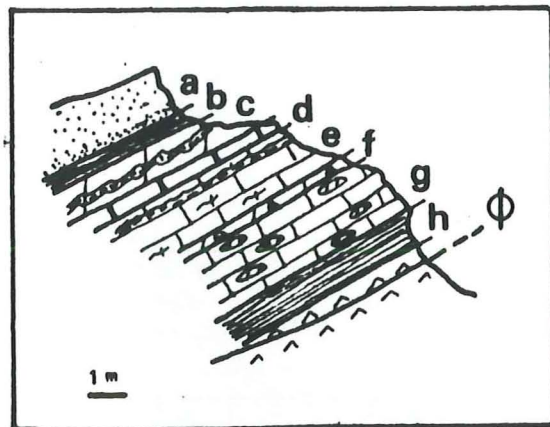


fig 29: coupe de la Crête de la Frêt

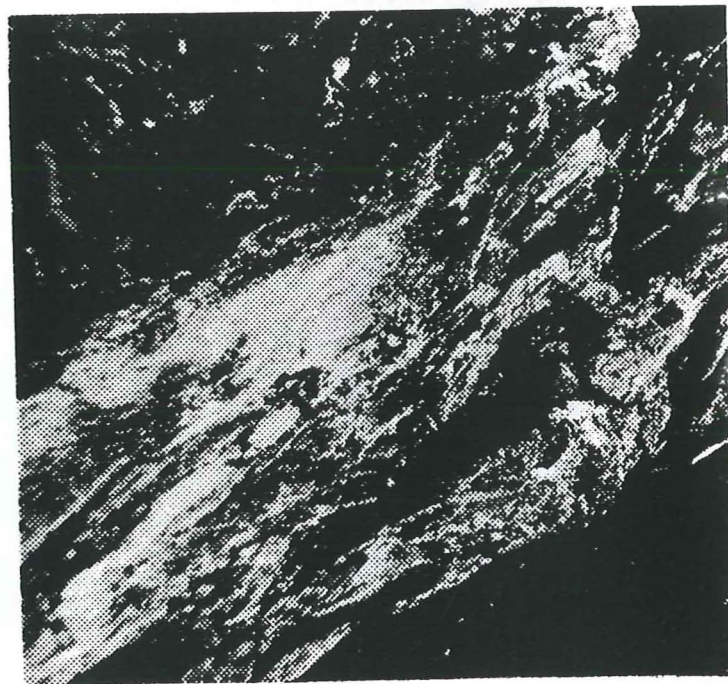


Fig30 : niveaux phylliteux verts interstratifiés dans les dolomies jaunes de la Crête de la Frêt

Cela ne prouve pas que le contact ait été à l'origine stratigraphique mais affirme que la déformation très poussée visible actuellement à l'échelle microscopique n'est pas contemporaine des premières phases de charriage.

*** Le torrent de la Letta (fig 22, 2b)**

Au pied du glacier du Pelve, on retrouve à nouveau des calcaires à zones siliceuses étroitement imbriqués dans les micaschistes gris du socle (qui évoluent ici vers des glaucophanites) (fig 28).

Ces calcaires sont surmontés de calcaires rubanés noirs montrant:

- des lentilles, voire des amas dolomitiques gris clair, très riches en albite. Certains de ces amas sont bréchiques, avec des éléments de dolomies grises ou jaunes dans une matrice siliceuse.

- parfois des galets de micaschistes gris qui attestent de la nature sédimentaire du contact entre cette série carbonatée et le socle sous-jacent.

*** âge de ces dépôts**

Le faciès de ces calcaires à zones siliceuses rappelle beaucoup celui du Lias de type Grande Motte. Cependant le repos stratigraphique direct de sédiments du Lias sur le socle poserait de sérieux problèmes paléogéographiques, en raison de l'absence du Norien toujours observé jusqu'ici dans ce type de série.

Une autre hypothèse serait de voir dans ces calcaires bruns adhérents sur le socle, des sédiments du Dogger déposés lors du retour de la mer sur un socle dénudé. Le problème est le même dans le massif d'Ambin où l'on retrouve ces calcaires sombres et siliceux directement transgressifs sur le socle.

En tout cas, il existe donc, sur les micaschistes gris du plateau du Pelve, une couverture carbonatée avec des calcaires à zones siliceuses et parfois des calcaires noirs à détritisme dolomitique et siliceux, qui remanient le socle et attestent ainsi du caractère stratigraphique du contact.

b) Les écailles calcaréodolomitiques

Trainée sur le socle supérieur et sa couverture, on rencontre, au pied du Mont Pelve, une série calcaréodolomitique à dominante bréchique dont l'attribution stratigraphique reste difficile. On peut la détailler au lac de Roche Ferran et à la crête de la Frêt.

* la coupe de la crête de la Frêt (fig 22, 2c)

On y observe une série inverse qui montre de haut en bas (fig 29):

a. Quartzites francs, de teinte vert pastel à rose, typiques du Trias inférieur.

b. Schistes rutilants montrant des niveaux plus durs de teinte lie de vin (20cm).

c. Dolomies orangées à jaunes, intensément plissées et montrant des niveaux phylliteux verts interstratifiés et plissés (fig 30). On note également des galets de dolomie ocre (ferrifère ?). Ce faciès rappelle les dolomies jaunes de l'Anisien basal briançonnais, mais il a également été observé par E. JAILLARD (rens. oral) dans certains faciès reconstitués d'âge post-jurassique de Vanoise septentrionale.

d. Calcaires schisteux noirs montrant un réticulum dolomitique jaune. Ce niveau n'est pas toujours présent et ne dépasse jamais 30 cm.

e. Marbres gris à rubanement dolomitique jaune montrant parfois des lits interstratifiés de niveaux très micacés (fig 19). Ce niveau rappelle les marbres du Malm du massif d'Ambin (CARON et GAY, 1977).

f. Brèche dolomitique de teinte jaune, certainement boudinée car disparaissant parfois latéralement dans la coupe, (50 cm).

g. Marbres rubanés, riches en éléments dolomitiques bréchiques jaunes au sommet (2 à 3m). On retrouve ici le même faciès que dans le niveau d des coupes 1 et 2 du complexe de Chasseforêt (fig 23 /24).

h. Schistes calcaires bruns plus ou moins bien indurés.

L'ensemble repose en contact anormal, jalonné par des cargneules, sur les calcschistes de la Frêt attribués aux Schistes lustrés par H. DONDEY (1986).

L'âge de cette série sera discuté plus loin.

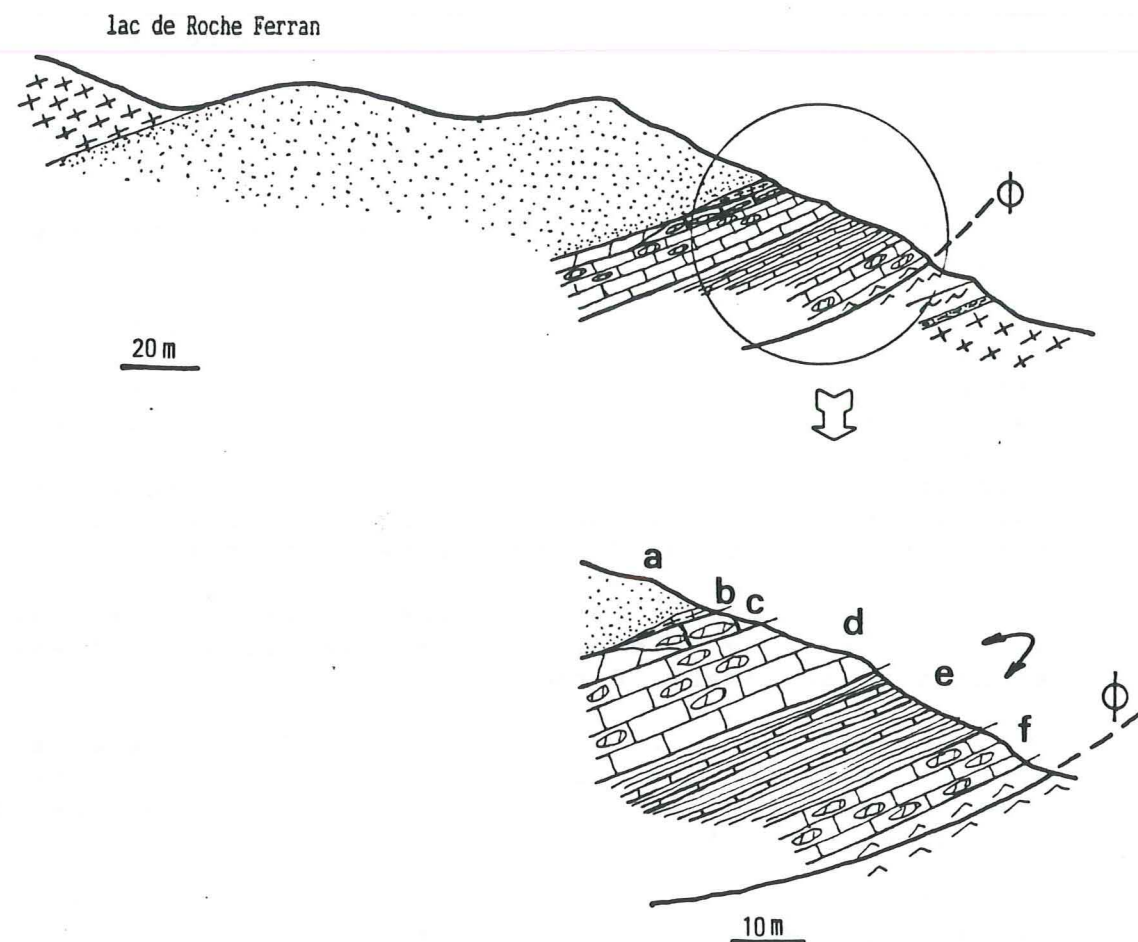


Fig 31: coupe du lac de Roche Ferran

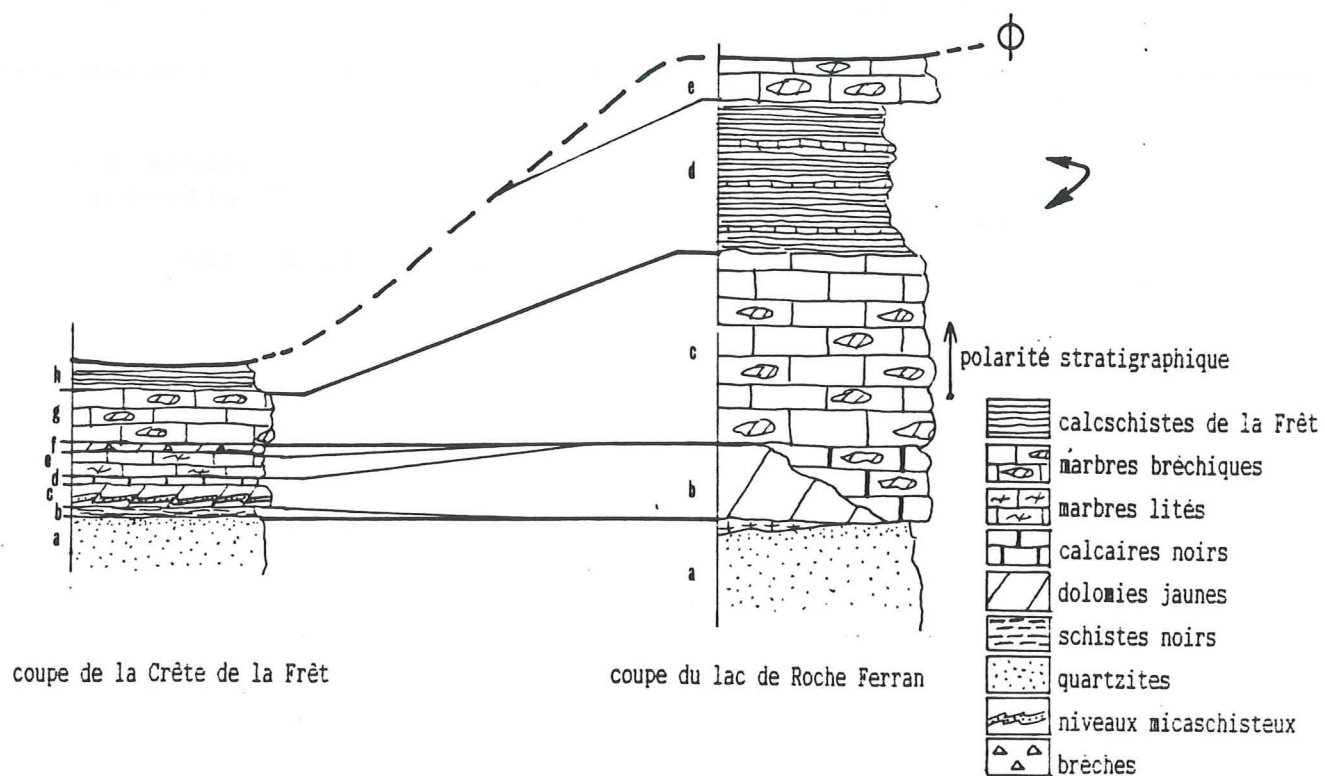


Fig 32: correlation des deux coupes des écaïlles calcaréodolomitiques du complexe du plateau du Pelve

* la coupe du lac de Roche Ferran (fig 22 , 2d)

A la base du Mont Pelve et à l'Ouest du lac de Roche Ferran, affleure une barre carbonatée qui avait été attribuée au Malm par DAMBRINE et LANGANEY (1979).

Cette série inverse montre, du haut vers le bas (fig 31):

a. Au contact avec les micaschistes gris, des quartzites purs du Trias inférieur.

b. Récurrence de micaschistes gris et de quartzites phylliteux permo-triasiques. Ce niveau reste très local.

c. Calcaires noirs spathiques, légèrement fétides, montrant des rubanements de dolomie jaune souvent boudinés (2 à 3 m). Localement ces calcaires sont remplacés par une dolomie ocre à cassure très blanche.

d. Faisceau carbonaté montrant à sa base des marbres rubanés riches en lentilles dolomitiques jaunes à grises souvent bréchiques. A leur sommet, ces marbres passent à des calcaires marmoréens gris qui rappellent les faciès du Malm (10 m).

e. Alternance de calcaires roux et de schistes noirs, équivalent des calcschistes de la Frêt. Ce niveau se biseaute vers le NE (voir carte).

f. Les marbres rubanés à lentilles dolomitiques bréchiques du niveau d réapparaissent à la faveur d'un pli. Ces marbres peuvent parfois montrer des intercalations de niveaux phylliteux.

Dans cette coupe, le contact entre les marbres rubanés (niveau d) et les calcschistes de la Frêt semble stratigraphique. On peut donc supposer que le contact anormal observé entre ces deux niveaux à la crête de la Frêt est tardif. Dans une telle hypothèse il est difficile de faire de ces calcschistes des Schistes lustrés comme l'a proposé H. DONDEY (1986). On pourrait envisager qu'ils représentent un Crétacé inférieur type "Formation de la Replatte", telle que l'a définie plus au Sud LEMOINE (1971).

Lorsqu'on se déplace longitudinalement dans la série, on voit que certains niveaux disparaissent latéralement. De même, une tentative de corrélation des deux coupes précédentes (fig 32) montre des biseautages de certains bancs. Mais la cohérence d'ensemble de la série et la présence en son sein de boudinages d'échelle dcm à métrique, permettent d'expliquer la disparition latérale de certains niveaux en faisant intervenir de tels phénomènes à l'échelle hectométrique.

c) Interprétation

A priori, on pense à une série inverse montrant une semelle infratriasique à Anisien inférieur, surmontée de calcaires et de brèches attribués au Malm. Dans ce cas elle se rapprocherait des séries de l'unité Mont Pelve/Réchasse où le Jurassique est directement transgressif sur les quartzites du Trias inférieur, (RAOULT, 1985 / JAILLARD et al., 1986 / DONDEY, 1986). Cependant, le fort détritisme dolomitique présent dans la plupart des niveaux et l'absence des niveaux repères de l'Anisien (calcaires vermiculés) n'évoquent pas une telle disposition. Les faciès observés rappellent plutôt les séries bréchiques du massif d'Ambin et, par là même, impliquent une sédimentation dans un petit bassin, ou sur une paléopente, alimentés en détritisme dolomitique par un haut fond relativement proche (ALLENBACH, CARON, 1986).

On peut proposer l'intervention de phénomènes de reconstitutions pour expliquer cette inversion de polarité, en s'appuyant sur l'interstratification de niveaux micaschisteux (ou phylliteux), mimant le socle ou le Permien, dans plusieurs niveaux des deux coupes (c et e à la Frêt; b à Roche Ferran), et sur le faciès des dolomies orangées (c, fig 29) de la crête de la Frêt. Ces dernières présentent en effet les mêmes caractères que certains faciès dolomitiques reconstitués de Vanoise septentrionale (JAILLARD, *rens. oral*). Dans une telle hypothèse, les micaschistes gris du socle affleurant à la base du Mont Pelve (fig 22, 2d) pourraient représenter des sédiments reconstitués au Crétacé supérieur (?).

Une deuxième hypothèse serait de considérer que, comme le suggère l'étude tectonique (cf. p. 142), cette série soit réellement en position inverse. Dès lors, sur un substratum représenté par les micaschistes gris et les quartzites du Trias inférieur, reposerait une série jurassique à Crétacé inférieur (?), caractérisée par un important détritisme carbonaté grossier et siliceux fin. On se retrouverait donc dans le même cas de figure que pour l'écaïlle du complexe de Chasseforêt, où la série mésozoïque bréchique est en position inverse sur les micaschistes gris du socle (cf. p. 33).

Cette seconde hypothèse nous semble la plus vraisemblable, en raison de l'absence de galets de carbonates à la fois dans les quartzites à faciès triasique et dans les micaschistes gris du socle.

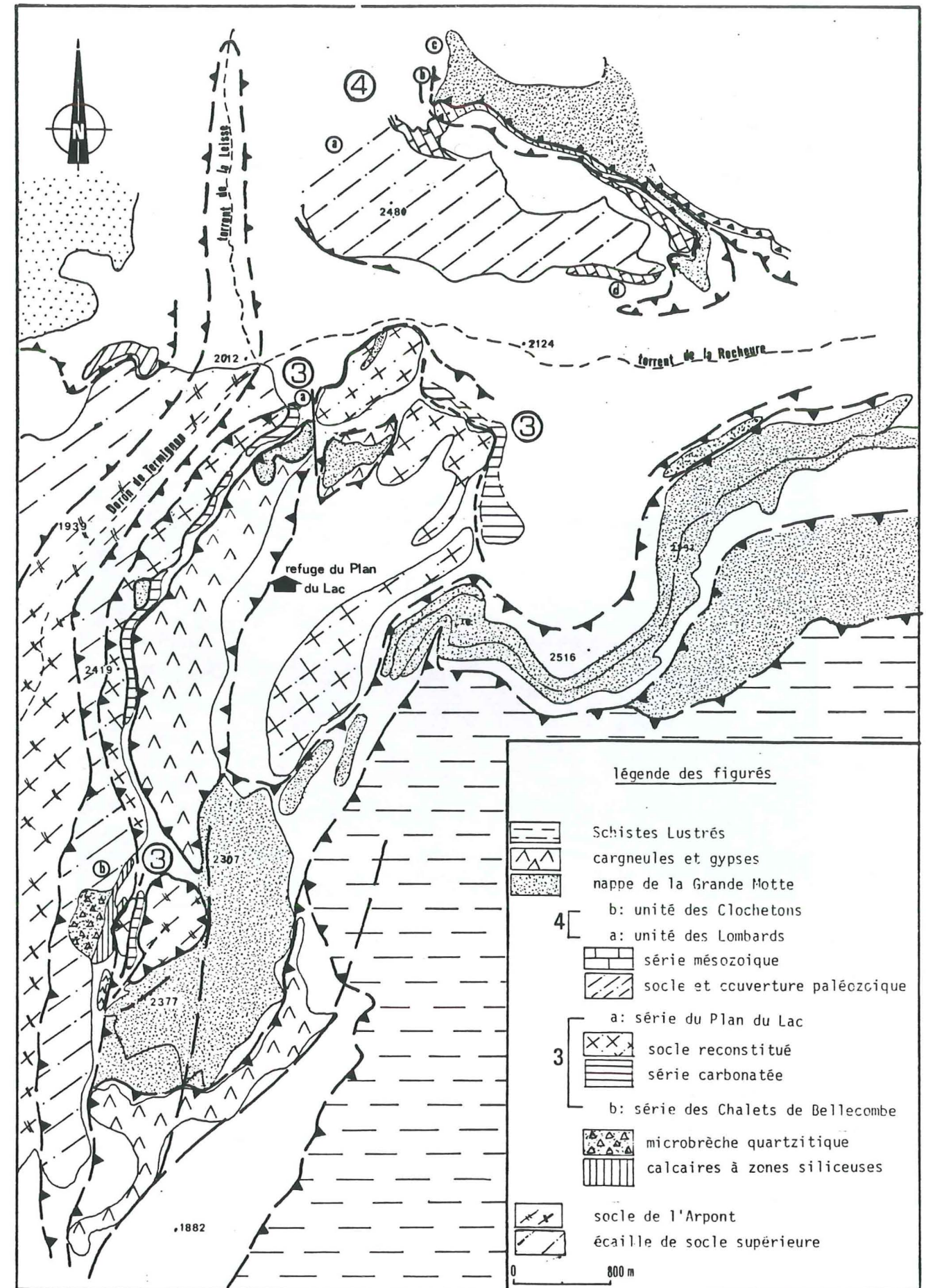


Fig 33: carte géologique simplifiée du secteur Plan du Lac/vallon de la Rocheure

NW

SE

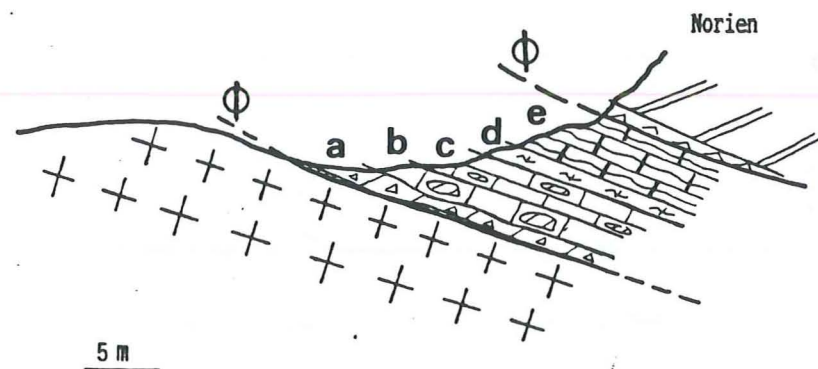


Fig 34: coupe de la série du Plan du Lac



Fig 35: marbres fluidaux à lits de dolomie bréchique (Plan du Lac)

WNW

ESE

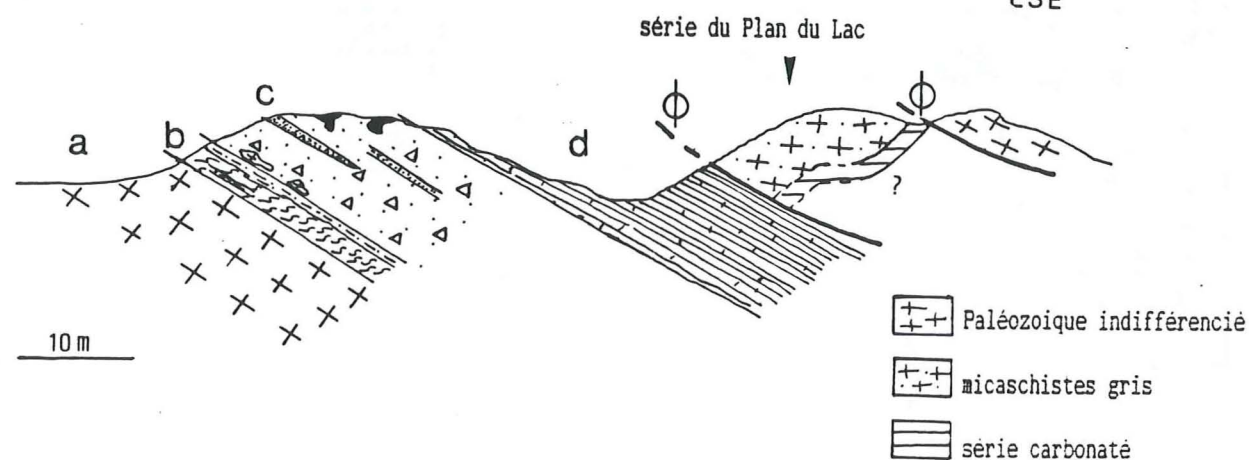


Fig 36: coupe des Chalets de Bellecombe

3) Le complexe du Plan du Lac (fig 33, 3a et b)a) La série du Plan du Laca. 1) Description

En rive gauche du Doron de Termignon, les micaschistes gris de l'écaille supérieure de socle viennent s'envoyer sous les cargneules du Plan du Lac. A cet endroit ils supportent une série calcaréodolomitique bréchique, dont la coupe la plus complète se voit à l'Ouest de la chapelle St Barthélémy. On y observe, de bas en haut (fig 34) :

a. Dolomies bréchiques à patine jaune (1 à 2 m).

b. Marbres gris à fragments métriques de dolomie jaune bréchique (1 à 2 m).

c. Marbres gris à blancs, fluidaux et montrant des lits de dolomie bréchique de teinte jaune (fig 35) (2 m).

d. Marbres lités très purs, blancs à vert pastel, au faciès Malm très prononcé (1,50 m).

e. Calcaires brun-noir à rubanement siliceux épais et très bien exprimés (0,5 à 2 m). Ces calcaires montrent parfois des boudins décimétriques de schistes noirs indurés.

a. 2) âge de ces sédiments

Il semblerait que l'on ait ici une série renversée d'âge Dogger à Malm terminal. En effet, la succession des niveaux a, b, c, d, rappelle les faciès que l'on peut observer dans l'unité des Lombards (par. 4a, p. 49) et dans les coupes du NE du massif d'Ambin (par. B II, p. 18), faciès qui sont attribués au Jurassique supérieur. Le niveau d représenterait le Malm basal et le niveau a le Malm terminal, par analogie avec les dolomies bréchiques jaunâtres de l'unité des Lombards, qui annoncent le passage du Malm aux marbres chloriteux du Crétacé supérieur. De plus, par comparaison avec les séries jurassiques décrites au NE du massif d'Ambin par GAY (1971), CARON et GAY (1977) et à la suite d'observations personnelles (par B II, p. 22), je proposerai un âge Dogger pour les calcaires du niveau e.

a. 3) Le contact avec les micaschistes gris

Cette série inverse, post-triasique, est rarement aussi complète qu'à l'Ouest de la chapelle St Barthélémy et le contact avec les micaschistes gris est souvent masqué. Lorsqu'on peut l'observer, on y rencontre :

* A l'Ouest de la chapelle, un mince niveau centimétrique de quartzites blancs très purs.

* 50 m plus au Sud, une dolomie rousse à cassure noire, très riche en cristaux d'albite. Son épaisseur ne dépasse pas quelques centimètres.

* Au Sud du lac du Lait, les calcaires bruns à zones siliceuses (e, fig 35), qui montrent ici de nombreux graviers et petits galets de quartzite blanc mais jamais de micaschistes gris.

* 100 m au Nord du Trou du Chaudron, des dolomies jaunes bréchiques (niveau a, fig 35).

Dans tous les cas, le contact entre ces sédiments carbonatés et les micaschistes gris du socle paraît stratigraphique. Mais il faut alors expliquer pourquoi cette série carbonatée est à l'envers et ne montre jamais un remaniement des micaschistes gris qui la supportent.

Une première solution, et certainement la plus facile, serait d'admettre, qu'en dépit des apparences, le contact soit en fait tectonique.

Une autre solution serait d'envisager qu'une partie des micaschistes gris soient reconstitués et terminent vers le haut une série renversée par la tectonique alpine, débutant par des sédiments du Dogger (fig 34, e). Dans le cadre de cette hypothèse, les micaschistes reconstitués surmonteraient stratigraphiquement des dolomies bréchiques jaunes qui, dans l'unité des Lombards (par. 4a, p. 50), terminent le Malm et annoncent le Crétacé supérieur.

Par comparaison avec cette unité et par analogie avec l'âge des formations reconstituées décrites en Vanoise septentrionale (JAILLARD, 1987), on pourrait proposer un âge Crétacé supérieur pour ces micaschistes, s'ils sont bien reconstitués.

a. 4) Interprétation

La première hypothèse nous semble actuellement la plus vraisemblable, ceci pour les raisons suivantes:

1. On n'a pas encore trouvé, dans ces micaschistes, de galets de dolomie ou de calcaire qui prouveraient leur nature reconstituée.

2. Dans le massif du Rutor, T. BAUDIN (1987) a décrit un contact tectonique entre le socle et les Schistes lustrés qui montre une apparence on ne peut plus stratigraphique (absence de mylonites ou de cargneules).

3. L'étude structurale qui suit est plutôt en faveur d'un contact actuellement tectonique.

Cependant, la similitude des faciès et l'étude structurale permettent de rapprocher cette série de celle de l'unité des Lombards, située immédiatement au Nord (fig 33, 4a et 4d), où le Malm bréchique est adhérent au Paléozoïque. Dès lors, on peut se demander si cette série du Plan du Lac, actuellement en contact tectonique sur l'unité de socle supérieure, ne représenterait pas l'ancienne couverture sédimentaire de cette dernière, décollée par les premières phases tectoniques alpines.

a. 5) Conclusion

Une fois remise à l'endroit, la série du Plan du Lac montre, depuis sa base jusque dans ses termes médians (fig 34, a/b/c/d/e), des caractères qui permettent de la rapprocher des séries parautochtones du massif d'Ambin (ALLENBACH et CARON, 1986) et de la série bréchique de l'unité des Lombards. Notamment:

1. la présence, dans les marbres du Malm (b et c), d'éléments bréchiques dolomitiques.
2. la grande taille de ces éléments bréchiques au sommet du Malm.
3. le faciès des calcaires bruns à zones siliceuses du Dogger et des dolomies bréchiques du Malm supérieur.

b) La série des chalets de Bellecombe (fig 33, 3b)

Plus près de Termignon, entre les chalets de Bellecombe et ceux de Praz Bouchet, on retrouve une semblable organisation, compliquée par l'apparition de nouveaux faciès.

On voit en effet apparaître, sous les micaschistes gris du socle du Plan du Lac, la succession suivante (fig 36):

- a. Micaschistes gris de l'Arpont
- b. Micaschistes verts permien montrant des intercalations plus ou moins nettes de quartzites phylliteux du Permo-Trias.
- c. Brèche blanche siliceuse, très altérée, remaniant le socle et le Permien à sa base. D'une puissance de 10 m environ, on peut y observer des bancs décimétriques de quartzites blancs très purs, de type scythien, et des poches de taille décimétrique, à contours arrondis, remplies de ciment calcaréo-ankéritique montrant parfois des vestiges de calcaires à zones siliceuses; identiques à ceux qui terminent la coupe.
- d. Calcaires à zones siliceuses, de teinte brune, très altérés à leur base où ils prennent une teinte ocre. Le contact entre ces calcaires et le socle qui les surmonte n'est pas visible.

* Interprétation

Le faciès de la brèche quartzitique (niveau c, fig 36) rappelle fortement le Trias inférieur par sa teinte blanche et la présence de bancs de quartzites purs à faciès scythien. L'examen des grains de quartz montre qu'ils ont une taille millimétrique, des contours anguleux et sont noyés dans une matrice ankéritique.

Cette brèche affleure dans un secteur où l'hydrothermalisme a laissé d'importants témoins (DAMBRINE et LANGANEY, 1982). Elle pourrait bien correspondre à un ancien filon hydrothermal traversant les quartzites du Scythien et injecté d'ankérite. On retrouverait alors ce qu'H. MAILLOUX (rens. oral) a déjà observé en Briançonnais; à savoir un filon plurimétrique, recoupant les quartzites scythiens et riche en dolomite ferrifère hydrothermale.

De tels galets de dolomite ferrifère, probablement issus du démantèlement d'un filon hydrothermal, s'observent également dans les séries à faciès reconstitués de Vanoise septentrionale.

La présence de poches traduisant l'ébauche d'un réseau karstique, implique une émergence de ce niveau, probablement liasique. Auquel cas les calcaires bruns à zones siliceuses susjacent représenteraient le Dogger.

Cette série des chalets de Bellecombe a donc la même valeur que celle décrite plus au NW sur le plateau du Pelve, où les calcaires bruns sont transgressifs sur les micaschistes gris de l'écaille de socle supérieure.

* Relation avec la série du Plan du Lac

Au dessus des calcaires bruns attribués au Dogger, vient la série du Plan du Lac, (fig 36). Le contact n'est pas visible, mais les pendages contraires que montrent les deux formations, permettent de soupçonner la présence d'un accident les séparant.

c) Conclusion

Le complexe du Plan du Lac montre deux unités superposées tectoniquement:

1. La série des Chalets de Bellecombe, où la couverture paléozoïque de l'écaille de socle supérieure et les quartzites scythiens supportent stratigraphiquement des calcaires bruns à zones siliceuses. Ceux-ci sont datés du Dogger par analogie de faciès avec les formations datées de cette époque en Vanoise, exactement comme les calcaires bruns transgressifs du plateau du Pelve (par. 2a, p.35)

2. La série du Plan du Lac, dont les faciès rappellent les séries parautochtones du massif d'Ambin et la série des Lombards. Cette série repose en position inverse sur les micaschistes gris du socle (fig 34). Bien que d'apparence stratigraphique, le contact est interprété comme étant actuellement tectonique (p.45).

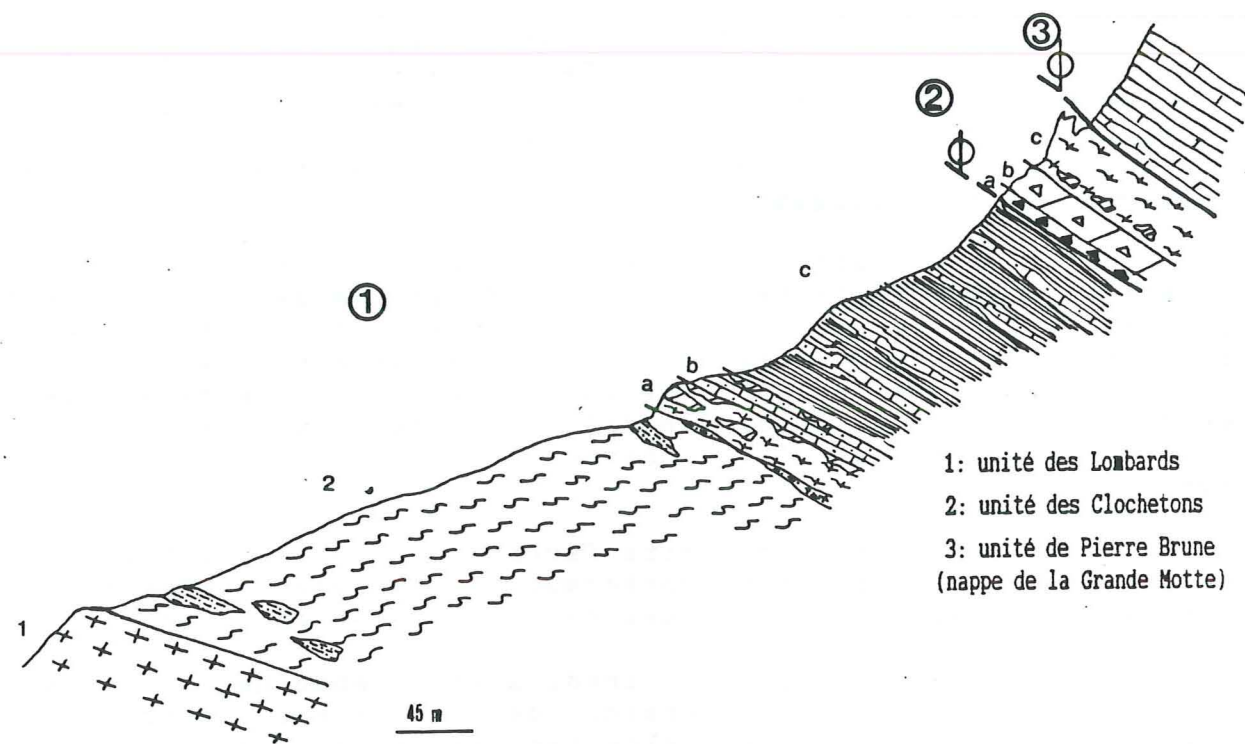


Fig 37: coupe schématique du complexe d'Entre-Deux-Eaux

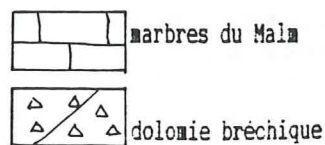
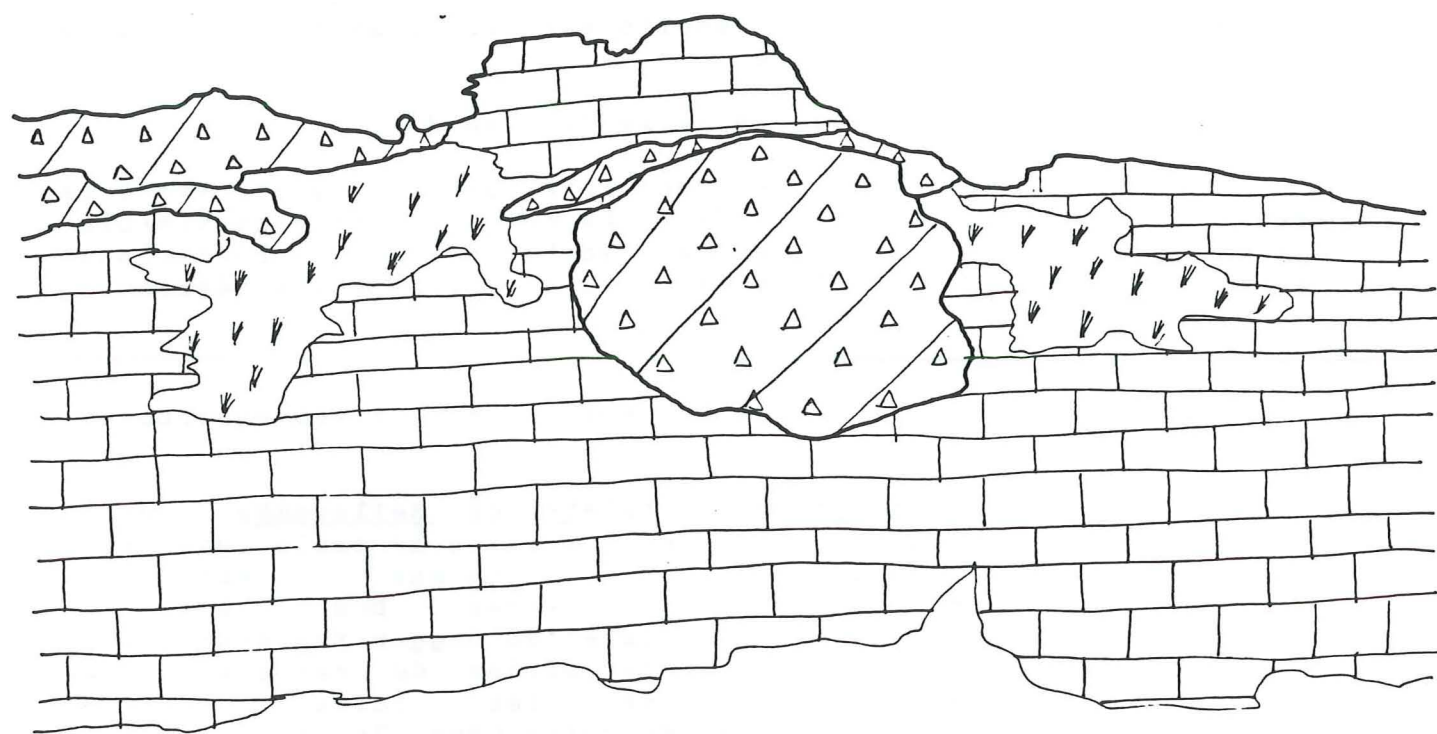


Fig 38: olistolite de dolomie bréchique dans les marbres du Malm
(unité des Lombards)

4) Le complexe d'Entre Deux-Eaux

Dominant Entre Deux-Eaux et le confluent des vallons de la Leisse et de la Rocheure, on retrouve un noyau de micaschistes gris de faible épaisseur (30m env.), formant le coeur d'un vaste anticlinal renversé vers le Nord (par 2a, p. 129). C'est le "Complexe d'Entre Deux-Eaux" de F. ELLENBERGER (1958, p. 136).

Ce complexe montre 3 unités superposées tectoniquement, de bas en haut:

* L'unité des Lombards, pour reprendre la terminologie d'E. DEVILLE (1986) (fig 33, 4a et d), qui montre un substratum paléozoïque sur lequel reposent, en contact stratigraphique, des sédiments mésozoïques.

* L'unité des Clochetons (fig 33, 4b), essentiellement carbonatée, rappelant certaines séries du massif d'Ambin.

* L'unité de Pierre Brune (fig 33, 4c), appartenant à la nappe de la Grande Motte qui sera décrite dans le chapitre D, p. 71

a) L'unité des Lombards

a.1) Description

* Les sédiments paléozoïques

En partant du refuge d'Entre Deux-Eaux, en direction de la falaise de Pierre Brune, on rencontre:

- Environ 80m de quartzites phylliteux du Permo-Trias, laminés et parfois très sériciteux.

- Au dessus, les micaschistes verts permien, montrant des intercalations de metabasites parfois riches en albite. Cet ensemble se distingue du Permien classique de Vanoise méridionale, par l'existence de blocs pluridécamétriques de quartzites phylliteux blanchâtres. On peut même parfois observer une véritable alternance de ces sédiments permo-triasiques avec les micaschistes permien.

On peut se demander s'il s'agit de replis très étirés dans la série paléozoïque, ou bien d'olistolites.

- En continuant vers le haut, on traverse le noyau de micaschistes gris du socle (fig 37, 1), surmontés par la série paléozoïque à l'endroit, flanc normal du grand pli déversé au Nord. On y retrouve les quartzites phylliteux plus ou moins mélangés au Permien (fig 37, 2).

- A leur sommet, les micaschistes verts passent soit au Permo-Trias, soit à une série carbonatée, dont la base a déjà été attribuée au Malm par F. ELLENBERGER (1958, p. 446) et que l'on va décrire plus en détail.

Il ne nous semble pas nécessaire de distinguer cette série de celle du socle de la Vanoise méridionale s.s., comme a pu le faire E. DEVILLE (1987). Les faciès observés sont en tout point semblables, la seule différence notable étant la grande épaisseur visible des termes paléozoïques dans la série décrite plus haut.

* Les sédiments mésozoïques

E. DEVILLE (1986/1987) les interprète comme une couverture jurassique transgressive sur un substratum paléozoïque, et qui serait donc équivalente des séries du plateau de la Réchasse et de L'Epéna. Nos observations viennent infirmer cette dernière interprétation.

Le contact entre les micaschistes verts paléozoïques et les marbres du Malm est visible, en flanc normal du pli, au pied des Clochetons (fig 33, 4a), et en flanc inverse, aux Lombards (fig 33, 4d)

1- La série mésozoïque au pied des Clochetons

Au contact avec le Paléozoïque, on observe:

- 50 cm d'une dolomie cargneulisée, de teinte jaune à rouille, représentant peut être un Trias résiduel.

- 50 cm de micaschistes verts très riches en calcite, qui peuvent parfois alterner avec les marbres du Malm. Des lames minces taillées dans ces micaschistes montrent 20 à 30% de phénocristaux de calcite, ce qui permet d'envisager des phénomènes de reconstitution de ces micaschistes. Il serait d'ailleurs plus approprié de les qualifier de calcschistes.

La série jurassique semble donc débuter ici par des faciès reconstitués, mimant les dépôts du Permien, voire du Trias dolomitique. Un tel phénomène a déjà été décrit par CARON et GAY dans le massif d'Ambin (ensemble siliceux basal de la coupe du Pont de la Doire; CARON et GAY, 1977).

Au dessus de ce contact, vient une série plus franchement carbonatée, qui montre, du bas vers le haut, (fig 37, 1):

a. Marbres clairs du Malm, lités à la base, et se chargeant en débris dolomitiques jaunes vers le haut. Au sommet ils peuvent atteindre une taille plurimétrique (fig 38). On retrouve ici les mêmes faciès que ceux que j'ai pu observer à la coupe de Corne Rousse dans le NW du massif d'Ambin (CARON et GAY, 1977), et qui ont été retrouvés au SW du massif par ALLENBACH et CARON (1986) dans leur série parautochtone (s.s.).

b. Marbres chloriteux typiques (néocrétacés à paléocènes ?), riches en phyllites et en quartz. Le contact avec les marbres clairs attribués au Malm est franc, sans hard ground. A environ 2m au dessus du contact, le marbre chloriteux se charge lui aussi en fragments dolomitiques bréchiques, de teinte jaune, avec parfois réapparition de lits à faciès malm.

Au sommet, les débris dolomitiques atteignent une taille métrique à pluri-métrique et l'on peut rencontrer des méga-blocs de marbres du Malm, eux mêmes bréchiques.

c. Alternance de schistes noirs et de calcschistes roux à ocres, rappelant le faciès des Schistes de Pralognan (Paléocène / Eocène moyen). La coupe se termine sur la réapparition de bancs de marbres chloriteux interstratifiés. Rien ne permet de trancher entre une récurrence de faciès, ou des replis mineurs, pour expliquer cette intercalation.

2- La série mésozoïque des Lombards

Du haut vers le bas, on observe en série renversée (fig 39):

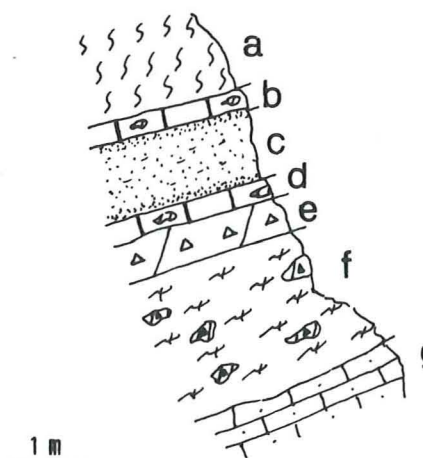


Fig 39: série mésozoïque des Lombards

a. Micaschistes verts permien.

b. 20 cm de marbres noirs légèrement bréchiques, à éléments dolomitiques centimétriques.

c. 1 m de quartzites blancs lités, légèrement phylliteux, rappelant les faciès du Trias inférieur.

d. 30 cm de marbres noirs de même faciès que b.

e. 50 cm d'une dolomie bréchique jaune à ocre, laminée et très étirée.

f. 2m de marbres bréchiques de type Malm, à délit parfois schisteux.



Fig40: récurrence des marbres du Malm dans les marbres chloriteux

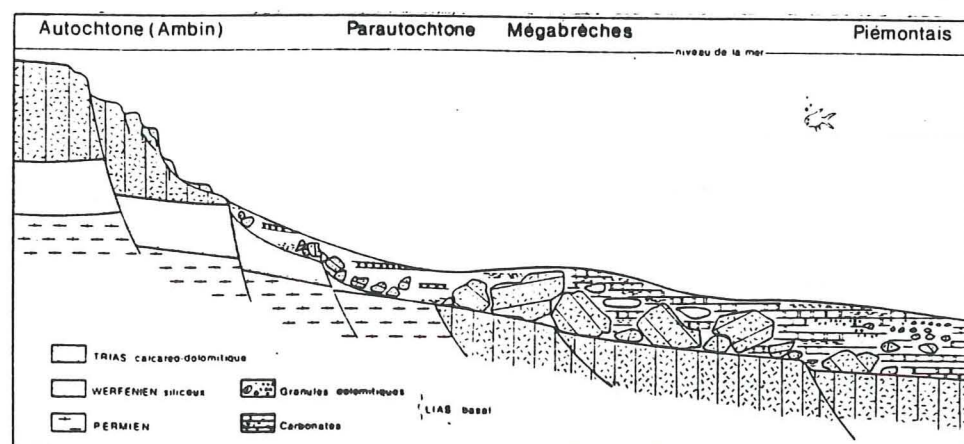


Fig 41: représentation schématique de la limite Briançonnais-Piémontais au niveau du massif d'Ambin lors du passage Trias-Jurassique supérieur. d'après CARON et GAY (1977).

g. Marbres ocres à roux, à cassure sombre, riches en quartz, calcite et ferromagnésiens. Faciès des marbres chloriteux du Crétacé supérieur.

La série mésozoïque débute donc ici par des calcaires noirs bréchiques (peut-être d'âge Dogger) qui ne remanient pas le Paléozoïque sur lequel ils reposent. Cette absence de galets de micaschistes verts, qui, s'ils existaient, attesteraient du caractère transgressif du contact entre ces calcaires et le Paléozoïque, pose problème. Pour l'expliquer on peut toujours envisager des conditions de sédimentation particulières, ou bien qu'une partie du Paléozoïque qui supporte cette série ne soit en fait qu'un matériel resédimenté au début du Jurassique.

a.2) Interprétation

L'unité des Lombards montre essentiellement des termes paléozoïques sur lesquels vient, en contact stratigraphique, une série mésozoïque qui, localement, montre à sa base des faciès peut-être reconstitués mimant le Permien, voire le Trias dolomitique. La présence de ce niveau reconstitué basal pouvant expliquer l'absence de galets de Paléozoïque remaniés dans les marbres sus-jacents.

La série mésozoïque elle-même montre un détritisme dolomitique dont les caractères la rapproche des séries parautochtones du massif d'Ambin (ALLENBACH et CARON, 1986), à savoir:

1. Ce détritisme dolomitique lui-même.
2. La grande taille des éléments bréchiques dolomitiques, métriques à décamétriques.
3. La récurrence des marbres type Malm dans les Marbres chloriteux (fig 40).

On pourrait donc envisager pour cette unité des Lombards, une même origine que celle proposée par ALLENBACH et CARON (1986) pour les séries parautochtones du massif d'Ambin (fig 35). Ces derniers interprètent les éléments bréchiques dolomitiques de grande taille comme des olistolites de Trias, provenant du démantèlement de la plateforme triasique. C'est certainement le cas pour une grande partie des brèches dolomitiques noyées dans les marbres du Malm. Cependant, au contact entre ces derniers et les Marbres chloriteux, le détritisme dolomitique montre une disposition et un faciès qui amènent à proposer une autre hypothèse, quant à leur origine.

En effet, lorsqu'on regarde l'affleurement, les blocs plurimétriques présents à cet endroit se disposent selon une même horizontale, comme si l'on avait à faire à un horizon dolomitique bréchique, originellement cohérent, boudiné par la tectonique alpine.

Par ailleurs le faciès de ces dolomies bréchiques ne rappelle que très vaguement celui des dolomies triasiques.

Cela amène à se demander si ce niveau dolomitique bréchique sommital, ne représenterait pas un épisode de sédimentation à fleur d'eau à la fin du Malm, présidant au dépôt de dolomies. D'autant plus qu'E. DEVILLE (1987, p. 41), cite dans les brèches du Plan des Nettes des éléments dolomitiques jaunes clairs à blancs montrant une faune jurassique. La sédimentation de niveaux dolomitiques à cette époque n'aurait donc rien d'exceptionnel. Auquel cas, l'assertion classique de la grande profondeur de dépôt des marbres du Malm (déduite de leur caractère pélagique) ne serait pas fondée.

a. 3) Conclusion

La série mésozoïque des Lombards montre les mêmes caractères que les séries parautochtones du massif d'Ambin (ALLENBACH, CARON, 1986) et doit donc justifier de la même origine, c'est à dire se trouver, à partir du Jurassique supérieur, à proximité d'un haut fond l'alimentant en matériel détritique siliceux et dolomitique.

Si, comme E. DEVILLE le suppose (1986/1987), l'unité des Lombards constitue le prolongement vers l'Est du paléorelief jurassique Pelve/Rechasse/Epéna, il convient d'expliquer le fort détritisme de sa série mésozoïque, incompatible avec une position structurale haute, et qui de plus, est totalement absent des coupes de l'unité Pelve/Rechasse/Epéna.

L'unité des Lombards représenterait plutôt une paléopente (ou un paléobassin) acceptant des apports détritiques résultant de l'érosion d'un paléorelief dont la position reste à définir. Il ne peut s'agir du bloc Mont Pelve/Plateau de la Rechasse ou le Dogger et le Malm sont transgressifs sur les quartzites du Trias inférieur (RAOULT, 1985 / JAILLARD et al., 1985 / DONDEY, 1986), ce qui signifie que le Trias carbonaté ne s'y était pas déposé, ou avait été érodé avant le dépôt de ce Dogger et de ce Malm. Il faut donc chercher ailleurs le paléorelief responsable du détritisme siliceux et carbonaté de la série mésozoïque des Lombards.

b) L'Unité des Clochetons

b. 1) Description

En contact tectonique sur l'unité précédente, elle montre, de bas en haut, (fig 37, 2) :

a. Brèche calcaire (5 m), de teinte noire, à éléments calcaires sombres et dolomitiques clairs à cachet triasique. Par analogie de faciès, cette brèche s'apparente à l'ensemble carbonaté inférieur des coupes du NW du massif d'Ambin, (Bellecombe-Carlina et Gran Scala), attribué au Rhétien et au Lias par CARON et GAY (1977), mais qui semble plutôt d'âge Dogger ou Callovo-Oxfordien (cf. p.22).

b. Brèche dolomitique grise, d'une puissance d'environ 20 m, affleurant très mal dans le versant.

c. Marbres massifs rappelant le Malm, montrant sur 10 m à leur base, un détritisme dolomitique à éléments centimétriques à décimétriques. Ces marbres sont surmontés tectoniquement par l'unité de Pierre Brune, à matériel liasique, appartenant à la nappe de la Grande Motte (fig 37, 3).

b. 2) Interprétation

L'unité des Clochetons rappelle par ses faciès les séries de la couverture autochtone du massif d'Ambin et, bien qu'elle soit décollée de son substratum originel, elle devait avoir une même position structurale. En supposant que le déplacement relatif entre ces trois unités soit faible, leur superposition actuelle témoignerait de leur proximité originelle, et amène à placer l'unité des Clochetons en position paléogéographique intermédiaire entre l'unité des Lombards et celle de Pierre Brune. Une telle disposition, suggérée par la tectonique, sera discutée dans le chapitre consacré à la paléogéographie.

c) Conclusion

E. DEVILLE (1986) a déjà proposé de rapprocher stratigraphiquement l'unité des Lombards de celle du Mont Pelve/Plateau de la Rechasse (RAOULT, 1985 / JAILLARD et al., 1985 / DONDEY 1986) et de la considérer comme le prolongement vers l'Est de cette dernière unité. Les observations faites dans le cadre de mon travail, viennent remettre en question cette interprétation.

En effet, les sédiments mésozoïques à cénozoïques de l'unité des Lombards montrent, au NE d'Entre-Deux-Eaux, des caractères stratigraphiques qui permettent de la rapprocher des séries parautochtones du massif d'Ambin (ALLENBACH et CARON, 1986). Cela implique une sédimentation, à partir du Jurassique, sur une pente ou dans un petit bassin, proche d'une zone d'ablation, à la suite d'écroulements de reliefs sous-marins.

Quant à l'unité des Clochetons, qui est actuellement charriée sur l'unité des Lombards, elle devait donc se trouver originellement en position plus interne. Ses caractères stratigraphiques la rapprochent aussi de la série autochtone du massif d'Ambin (CARON et GAY, 1977), ce qui ne veut pas dire qu'elle ait eu une même position paléogéographique (à savoir sur la marge interne de la fosse de la Grande Motte) car elle est chevauchée par l'unité de Pierre Brune, appartenant à la nappe de la Grande Motte.

Entre-Deux-Eaux

chalets de Bellecombe

Plan du Lac

lac de Roche Ferran

Crête de la Frêt

Chasseforêt

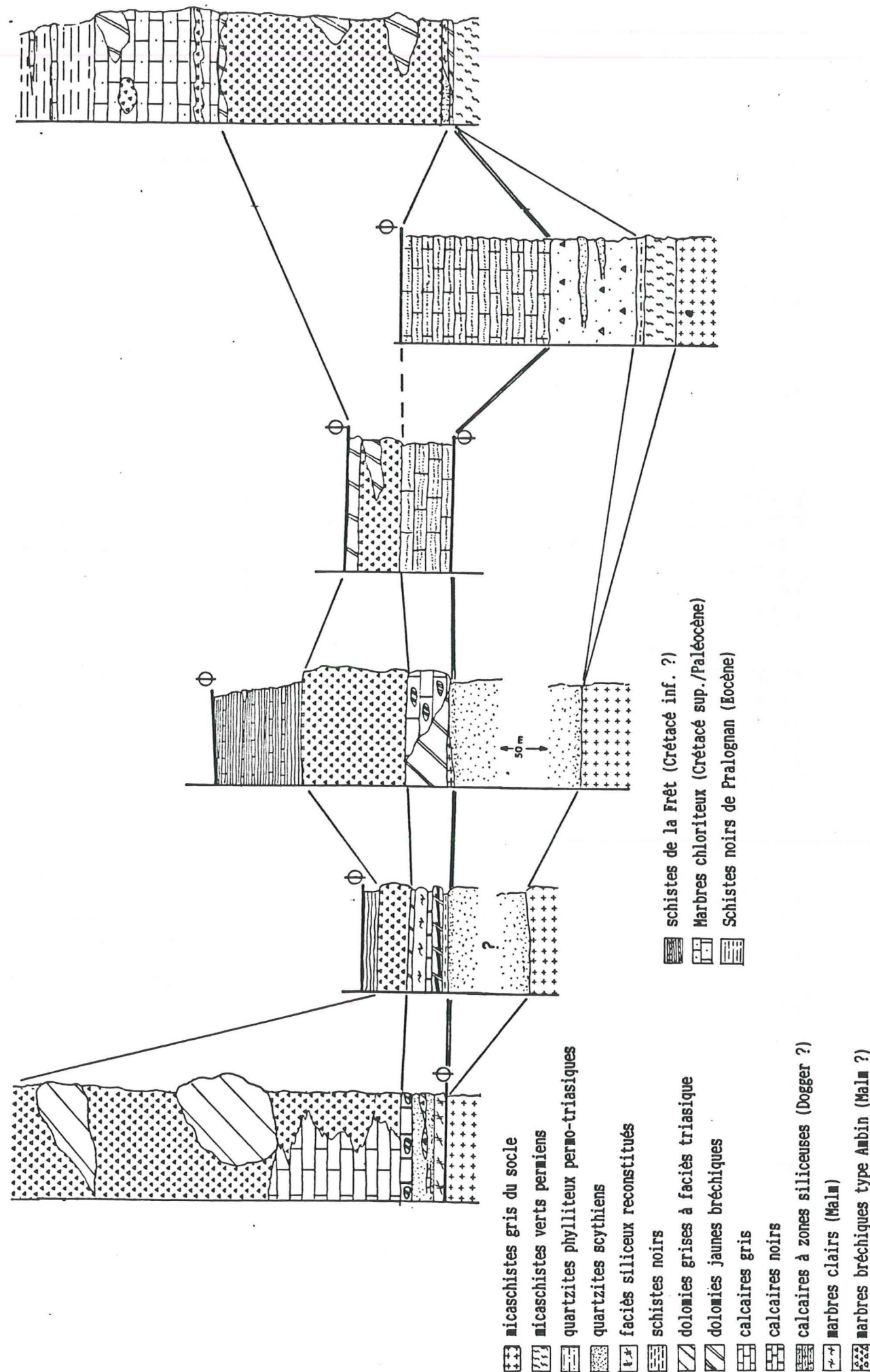


Fig 42: corrélation des séries associées à l'unité de socle supérieure

IV) CONCLUSION

L'étude du socle de Vanoise méridionale a permis de remettre en question son homogénéité et de dégager deux grands ensembles, grâce à leurs caractères métamorphiques et structuraux, ainsi que par leur couverture stratigraphique.

Ces deux ensembles différents sont séparés par un grand accident cisailant précoce, décrit par PLATT et LISTER (1985 a/b) à l'Arpont, et que l'on peut suivre jusqu'au Dôme des Sonnaillies plus au Nord.

Cet accident réapparaît sur le plateau du Pelve (fig 19 et 22) et son existence est fortement soupçonnée dans les pentes qui dominant la rive gauche du Doron de Termignon. Il semble correspondre au tracé de l'isograde de métamorphisme Jd/Qz défini par P. SALIOT (1978), et permet de définir:

* Un socle inférieur, d'âge anténamurien (BOCQUET, 1974), surmonté d'une couverture paléozoïque, et dont la signature minéralogique du métamorphisme HP qu'il a subi serait l'association Jd/Qz. Il est dépourvu de toute couverture post-paléozoïque, certainement décollée et trainée vers les zones externes par les phases de compression alpine.

* Une unité de socle supérieure, charriée sur le terme précédent et pour laquelle ont été définis 5 types de couvertures sédimentaires, adhérentes ou charriées. Ces séries sont soit adhérentes sur le Trias inférieur (crête de la Frêt, lac de Roche Ferran), sur le Paléozoïque (série des Lombards), ou sur le socle (torrents de Plan Gressan et de la Letta, chalets de Bellecombe) ; soit en contact tectonique sur ce dernier (Chasseforêt, Plan du Lac).

Une comparaison de ces couvertures montre une forte convergence des faciès au Malm (fig 42). Dans tous les cas, lorsque ces niveaux sont visibles, ils sont riches en détritisme carbonaté, parfois de grande taille, et siliceux fin reconstituant le socle, le Paléozoïque ou le Trias inférieur.

D'autre part, lorsqu'on observe les calcaires attribués au Dogger, ils sont soit adhérents sur le socle (torrents de Plan Gressan et de la Letta, chalets de Bellecombe), soit en contact stratigraphique avec le Malm bréchique.

Dès lors, on peut se demander si les 5 types de séries sédimentaires définies dans ce chapitre ne représentent pas une seule et même unité, disloquée par la tectonique alpine. Dans le cadre d'une telle hypothèse, on peut imaginer que les séries actuellement en contact tectonique sur le substratum anté-paléozoïque aient représenté, en fait, l'ancienne couverture sédimentaire de ce dernier, décollée lors des premiers serrages alpins. L'étude structurale qui va suivre montrera qu'une telle hypothèse s'inscrit tout à fait dans le style de déformation qu'offre notre secteur d'étude.

On peut donc envisager que les différentes couvertures sédimentaires reconnues dans cette étude stratigraphique représentent en fait une seule unité (fig 42), où un substratum anté-triasique plus ou moins érodé (unité de socle supérieure) recevait, tout d'abord, des dépôts du Dogger (calcaires à zones siliceuses et calcaires noirs), s'apparentant ainsi aux séries briançonnaises de type Pelve/Réchasse (RAOULT, 1985 / DONDEY, 1986). Puis, dès le début du Malm, ces séries enregistrent un fort détritisme carbonaté grossier et siliceux fin. Ce détritisme permet de rapprocher ces séries des séries autochtones et parautochtones du massif d'Ambin (ALLENBACH et CARON, 1986), où elles témoignent de l'existence (au jurassique) de paléopentes sur la bordure interne de ce massif. Dans le secteur qui fait l'objet de notre étude, ces séries bréchiques type Ambin sont directement chevauchées par la nappe de la Grande Motte. Elles devaient donc se situer en bordure du fossé de la Grande Motte. Leur position précise reste très difficile à définir, en raison de la complexité structurale du massif et de nos connaissances limitées quant à la forme et l'étendue de ce fossé liasique. Nous essaierons cependant de replacer ces séries bréchiques dans un schéma paléogéographique (voir paragraphe I, p. 97).

D) LA SERIE TYPE GRANDE MOTTE

I) INTRODUCTION

Cette puissante série, caractérisée par l'existence d'un Lias calcschisteux épais au sein d'une série typiquement briançonnaise, vient chevaucher les unités précédemment décrites. Elle appartient à la nappe de la Grande Motte et témoigne de l'apparition, au début du Lias et au sein de la plateforme briançonnaise, d'un fossé où se sont déposés des sédiments marins jusqu'au début du Dogger, voire du Malm. Cette série est actuellement considérée comme intrabriançonnaise (voir introduction, p. 6).

Sur le terrain étudié, la série type Grande Motte affleure principalement à l'Est du Doron de Termignon, depuis le Coëtet jusqu'au plateau du Turc et aux Pointes de Pierre Brune.

II) LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA SERIE DE LA GRANDE MOTTE

1) Le Trias dolomitique

La base de la série de la Grande Motte montre partout en Vanoise une semelle dolomitique datée du Norien par F. ELLENBERGER (1958). Ces dolomies du Trias supérieur sont décollées de leur substratum triasique originel, certainement grâce aux niveaux évaporitiques existants dans le Carnien (MEGARD et BAUD, 1977 / JAILLARD, 1984). Cependant, au pied de la crête du Grand Vallon, dans les falaises de la Mêt (fig 43), affleure une formation bréchique, en contact stratigraphique avec des dolomies à faciès norien, et que j'attribuerai au Carnien inférieur.

* La série des falaises de la Mêt

a) Lithostratigraphie

On distingue, successivement (fig 44), de bas en haut:

a. Calcaires marmoréens noirs, souvent masqués par des éboulis.

b. 30 m de brèches dolomitiques à ciment jaune et éléments jaunes à gris (centimétriques à pluridécimétriques). Le sommet du dernier banc passe en quelques centimètres à une dolomie grise non bréchique.

c. Une dizaine de mètres de microbrèches dolomitiques grises, à ciment gris à jaune peu abondant et laminations algaïres grises.

d. 1 m de dolomie à patine blanche et cassure brune à lie de vin, devenant bréchique à son sommet.

e. 3 m de dolomies bréchiques à ciment dolomitique peu abondant et parfois jaune. Les éléments dolomitiques sont sombres et la cassure grise.

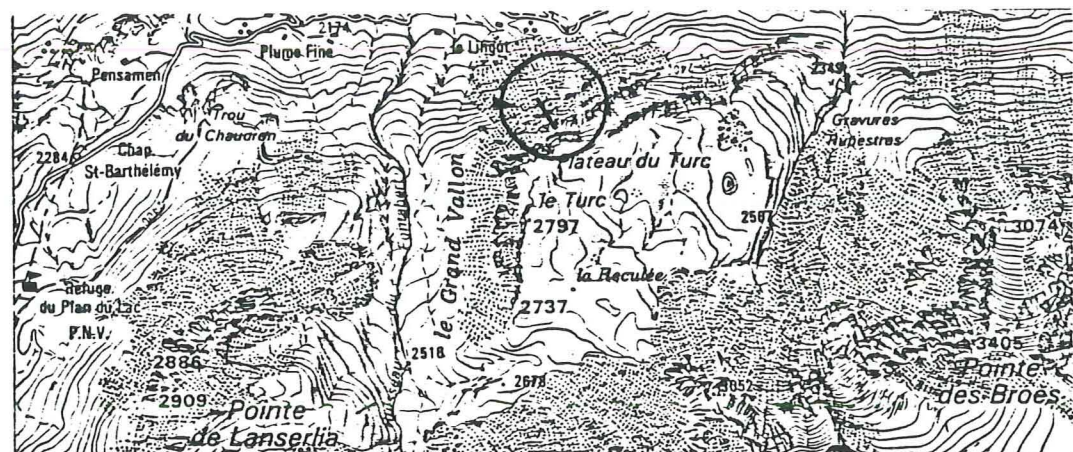


Fig 43: localisation de la coupe des falaises de la Mêt (carte topo. au 1/50 000, feuille Lanslebourg).

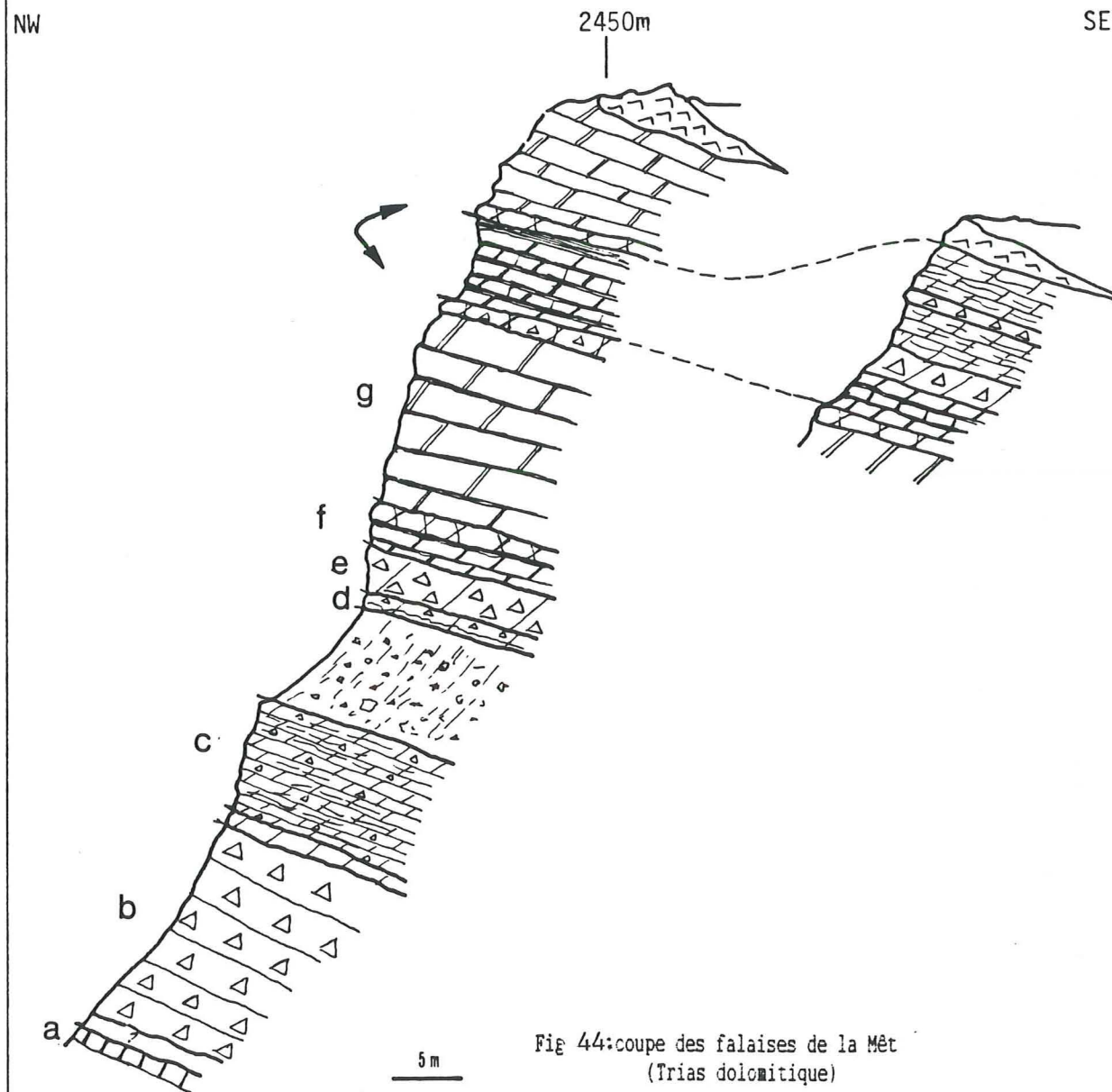


Fig 44: coupe des falaises de la Mêt (Trias dolomitique)

f. 4 m de dolomies grises à cassure presque noire, montrant parfois des interbanes schisteux.

g. 10 à 15 m de dolomies claires, de teinte jaune à grise, à cassure souvent blanche, se présentant sous forme de bancs métriques séparés par des joints schisto-argileux verdâtres (faciès du Norien). A leur sommet, ces dolomies peuvent être légèrement bréchiques et passent à des calcaires et dolomies à faciès rhétien.

b) Interprétation

La formation bréchique dolomitique basale (niveaux a à f, fig 44) montre les caractéristiques du complexe bréchique inférieur carnien (CIV a) décrit dans le Briançonnais (MEGARD-GALLI, 1972 / MEGARD-GALLI et BAUD, 1977). Par endroit la base de cette série montre des calcaires noirs attribuables, par analogie de faciès, à la base du Carnien inférieur (complexe schisto-dolomitique basal des auteurs précédents), retrouvé en Vanoise au fort Marie Christine par H. DONDEY (1986).

En dépit de l'absence de marqueurs paléontologiques, j'attribuerai provisoirement cette formation au Carnien inférieur.

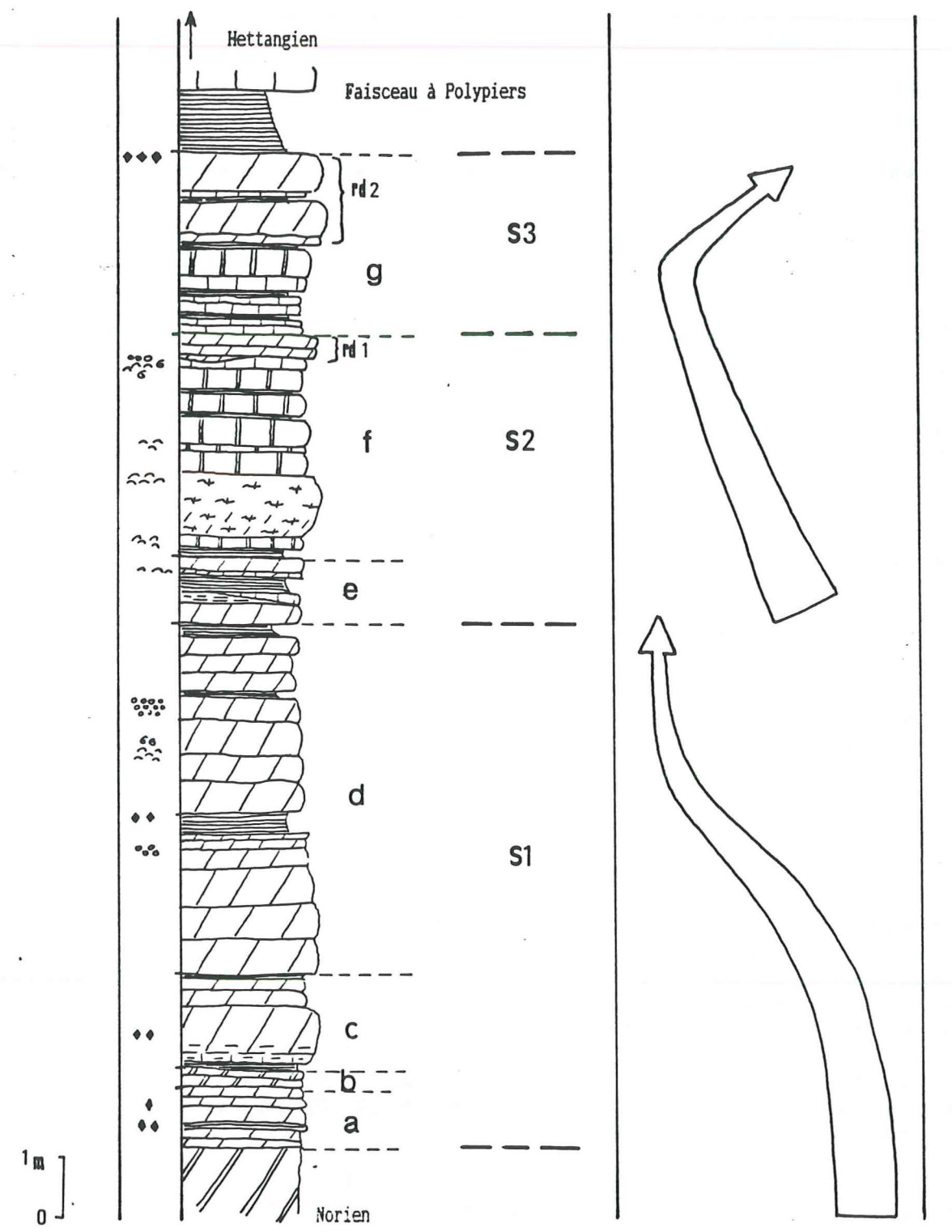
Le contact avec les dolomies à faciès norien est apparemment stratigraphique, bien qu'il manque le cycle IV b. Ce niveau ne s'est-il pas déposé ou bien s'agissait-il de gypse extravasé lors des serrages tectoniques alpins ? La nature du contact semble plutôt indiquer une lacune de dépôt, qui pourrait alors expliquer pourquoi les dolomies à faciès norien seraient restées solidaires de la formation attribuée au Carnien inférieur.

2) Le Rhétien-Hettangien

F. ELLENBERGER (1958) incluait cette Formation dans le Lias inférieur. Il a insisté sur le caractère néritique des dépôts et sur la difficulté de distinguer la limite entre Rhétien et Hettangien. D'après lui, les indices de tectonique synsédimentaire seraient dus à des accidents locaux et non à l'émergence du "géanticlinal" briançonnais.

En fait, beaucoup plus tard, T. DUMONT (1983), dans le cadre d'une étude détaillée du chaînon de Rochebrune, au SE de Briançon, a montré que le Rhétien-Hettangien témoignerait des prémices du rifting téthysien.

Sur le terrain étudié, le Rhétien-Hettangien est connu et daté sur deux coupes décrites par F. ELLENBERGER (1958): la coupe du Coëtet (fig 45, a), où j'ai pu effectuer une étude détaillée banc par banc, et la coupe de Chavière (fig 45, b). Il semble que l'on retrouve également une série rhético-hettangienne aux falaises de la Mêt où, au dessus des dolomies noriennes, vient en concordance stratigraphique une série à alternance de calcaires noirs, de schistes dolomitiques olivâtres et de dolomies sombres, qui passent latéralement à des faciès bréchiques massifs (fig 44).



- Dolomies grises
- Dolomies noires
- Calcaires massifs
- Calcaires marneux
- Schistes calcaires
- Schistes pélitiques

- albites
- lumachelles
- Gastéropodes
- oolites

Marin Emersif
Tendances séquentielles

Fig 46: le Rhétien de la coupe des Coëtet

Les faciès observés rappellent fortement ceux du Rhétien-Hettangien des coupes du Coëtet et de Chavière. Cependant l'attribution de cette formation au Rhétien-Hettangien reste hypothétique, en raison de l'absence de faune et de son contact tectonique avec les calcschistes liasiques type Grande Motte susjacentes (contact souligné par un coussinet de cargneules).

a) La coupe du Coëtet (fig 45, a)

L'étude banc par banc n'a été possible que dans le Rhétien. Elle a permis de construire une colonne lithostratigraphique détaillée (fig 46), dans laquelle ont été définis 7 ensembles à partir de la lithostratigraphie et des marqueurs sédimentaires. Ces 7 ensembles ont été regroupés en 3 séquences (S1, S2, S3, fig 46).

En l'absence de faune, la limite Norien/Rhétien a été placée à l'apparition des premiers bancs de dolomie claire à cassure noire.

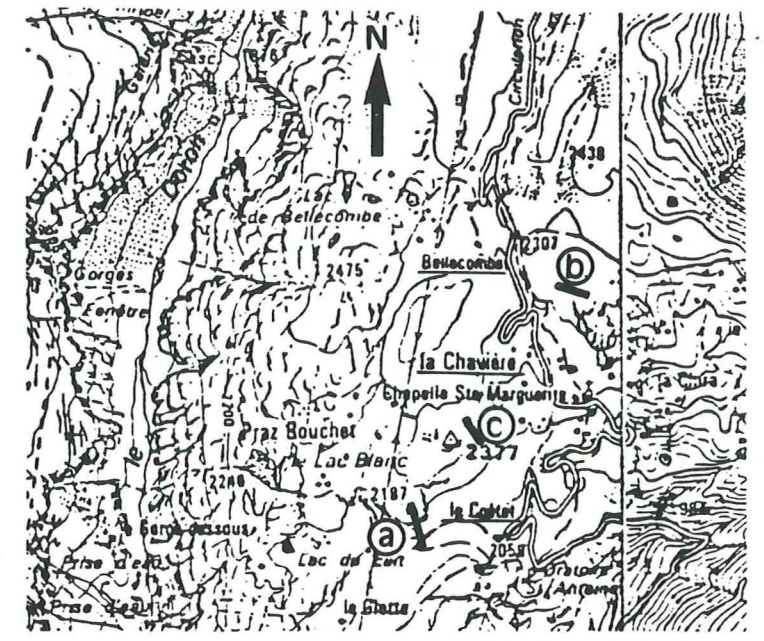


Fig 45 : localisation des coupes du Coëtet et de Chavière (carte topo. au 1/50 000, feuille Modane)

- a : coupe du Coëtet
- b : coupe de Chavière
- c : coupe de la butte de Coëtet

a. 1) Le Rhétien

* Séquence 1 (environ 10 m)

Elle est essentiellement dolomitique, avec de rares joints schisteux pélitiques plus ou moins épais. On peut la subdiviser en 4 ensembles.

- ensemble a: (1m60). Dolomies olivâtres à cassure noire, très riches en albite à la base et montrant parfois des joints argileux rouilles millimétriques.

- ensemble b: (40 cm). Récurrence du faciès des dolomies noriennes.

- ensemble c: (1m40). La base de celui-ci s'organise comme une séquence de comblement, avec la succession suivante:

- * Calcaire marneux riche en quartz, témoignant certainement d'un apport détritique important.
- * Dolomie à patine rousse, riche en cristaux d'albite.
- * Dolomie grise à rousse.
- * Schistes gris.

Le caractère marin un peu plus marqué de cet ensemble s'atténue vite pour laisser la place à des dolomies de faible tranche d'eau.

- ensemble d: (5m80). Essentiellement dolomitique, il montre trois séquences élémentaires semblables:

A la base, des dolomies grises à noires, à patine olivâtre. Puis un banc dolomitique orangé, parfois riche en oolites plus ou moins écrasés. Enfin, au sommet, un niveau schisteux rouille à noir. On remarque la présence de gastéropodes et de lumachelles qui dénotent tout de même une certaine influence marine. Ces lumachelles sont formées de tests dolomités d'Avicules lisses associées à de rares Cyprinidés (ELLENBERGER, 1958).

* Séquence 2 (environ 5 m)

Sa base marque l'apparition des premiers niveaux calcaires, qui vont devenir prépondérants dans le haut de la coupe. Elle a été divisée en deux ensembles.

- ensemble e: (1 m). IL y a apparition des premiers bancs carbonatés selon la succession suivante:

- * Dolomie olivâtre à cassure noire.
- * Schistes calcaires passant latéralement à des calcaires lités.
- * Schistes pélitiques.
- * Calcaire dolomitique lumachellique.
- * Dolomie grise.

- ensemble f: (3m80). La sédimentation devient essentiellement carbonatée. Ce sont des bancs de calcaire lumachellique, plus ou moins bien lités, avec des interlits pélitiques très fins de teinte noire.

Le sommet de cet ensemble montre une récurrence de faciès dolomitique (rd1) peu épaisse (40 cm). Cette passée dolomitique peut traduire soit des variations eustatiques, soit un basculement tectonique du fond marin.

L'étude microscopique des lumachelles permet de supposer la présence d'une majorité de petits lamelibranches et peut-être de gastéropodes et de polypiers.

* Séquence 3 (environ 4 m)

Elle montre une alternance de petits bancs calcaires et de niveaux schisteux pélitiques peu épais (ensemble g). On note à nouveau la réapparition de faciès dolomitique au sommet de l'ensemble g (rd2).

Cette séquence se termine par une vire schisteuse d'une épaisseur d'environ 1 m qui traduit un approfondissement rapide du milieu de dépôt, ou un apport détritique fin important. Au dessus de cette vire schisteuse, les conditions d'affleurement deviennent trop mauvaises pour lever une coupe détaillée. Cependant, 30 m à l'Ouest de la coupe, a été retrouvé, au dessus de la vire schisteuse, le "faisceau à Polypiers" du Rhétien terminal (DUMONT, rens. oral).

a. 2) L'Hettangien

La succession des bancs attribués par F. ELLENBERGER (1958) à l'Hettangien affleure très imparfaitement au dessus de la coupe précédente. On y observe une vingtaine de mètres de calcaires assez fins, riches en lits dolomitiques orangés, alternant avec des schistes noirs. A leur sommet ils passent à des marbres parfois très purs, montrant à leur base des rubanements dolomitiques orangés qui s'estompent rapidement. Ce niveau que F. ELLENBERGER attribuait au Sinémurien se retrouve dans le Briançonnais classique sous l'appellation de "Banc Terminal" (DUMONT, 1983) et il appartient encore dans cette région à l'Hettangien. Il semble qu'il en soit de même en Vanoise depuis la découverte, en éboulis, d'un Arietites (Lotharingien sup.) provenant sans doute de la base des calcaires à zones siliceuses du Lias de la face sud de la Dent Parrachée (DONDEY, 1986).

b) La coupe de Chavière (fig 45, b)

La mauvaise qualité d'affleurement, la dislocation des bancs et le manque de continuité latérale n'ont pas permis de lever ici une coupe banc par banc. On ne peut donc proposer qu'une série reconstituée à partir de fragments discontinus. Le contact entre les faciès norien et rhétien n'est pas visible et la limite entre ces deux formations a été placée à l'apparition des premières dolomies olivâtres à cassure noire.

La limite entre les faciès rhétien et hettangien a été placée juste après le faisceau à Polypiers.

b. 1) Description stratigraphique

Du bas vers le haut, on observe (fig 47):

a. Alternance de bancs dolomitiques olivâtres (niveau à Cerithes) et calcaires gris à noirs (5 à 6 m).

b. Schistes rutilants verts à noirs, représentants probablement l'équivalent de la vire schisteuse du Rhétien sommital observée au Coëtet. Ces schistes passent vers le haut à une brèche hétérogène à ciment calcitique noir et éléments dolomitiques étirés (4 m).

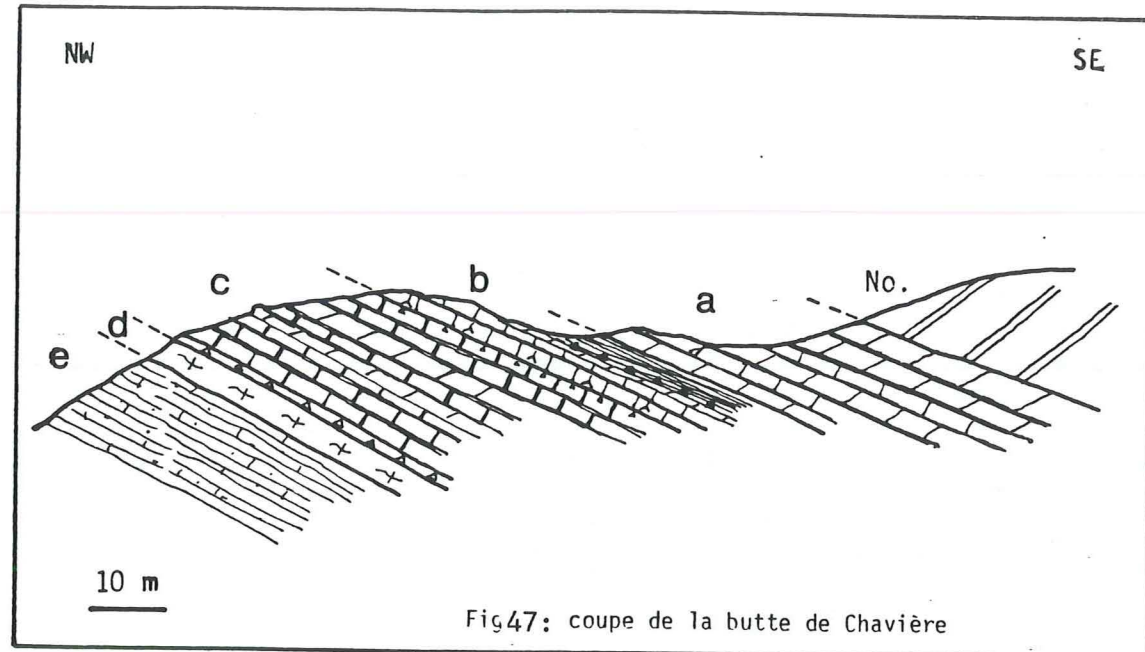


Fig 47: coupe de la butte de Chavière

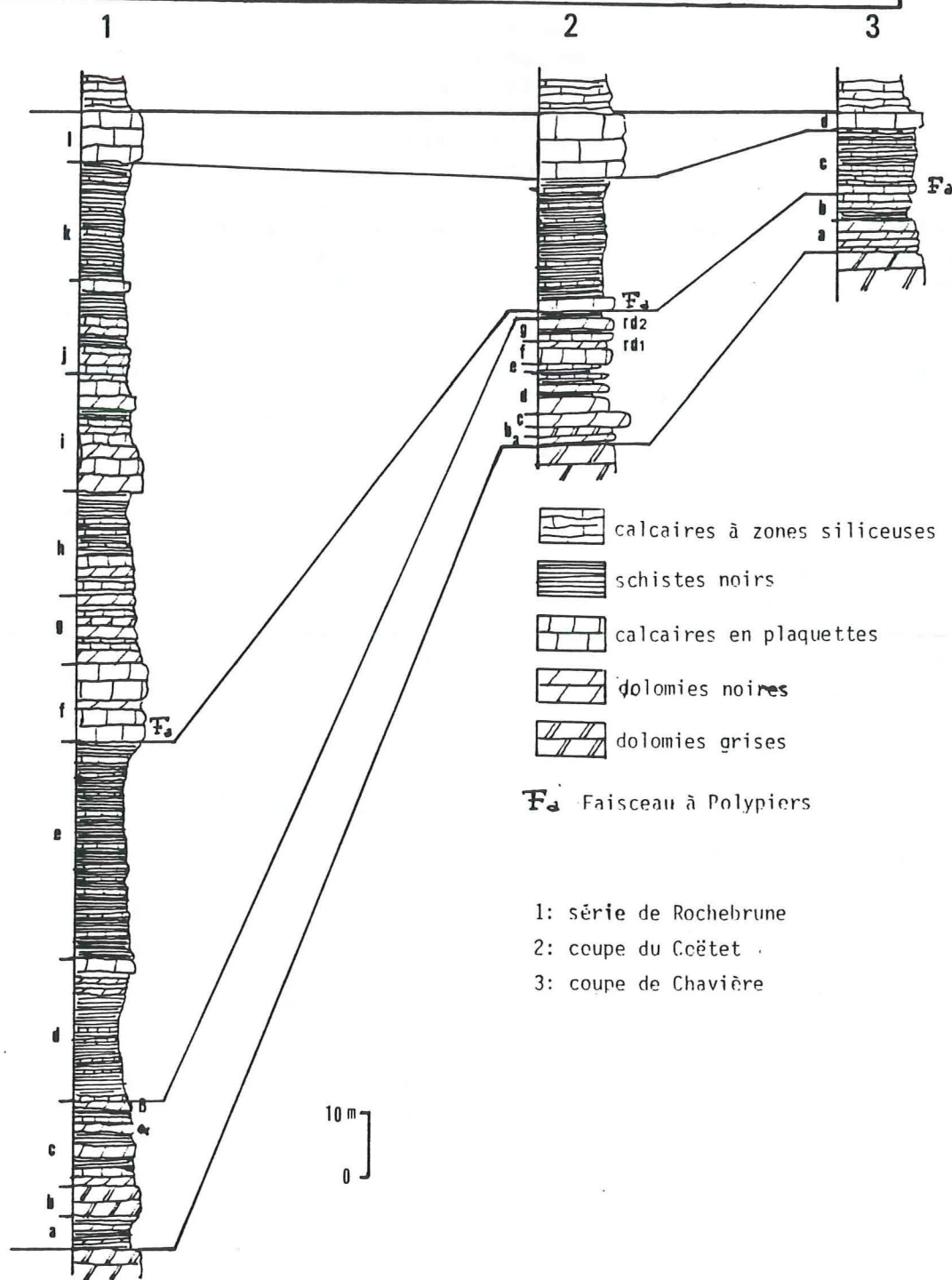


Fig 48: comparaison avec la série du Chaînon de Rochebrune

Cette brèche est associée à des dolomies grossières, rugueuses au toucher. Elle témoigne certainement des premières manifestations du rifting liasique. Au dessus réapparaît ce niveau repère essentiel qu'est le faisceau à Polypiers, ici très disloqué.

c. 8 m de calcaires lumachelliques noirs, parfois bréchiques, alternants avec des schistes noirs. Cet ensemble doit représenter l'Hettangien. A son sommet il passe aux marbres attribués au Sinémurien par F. ELLENBERGER (1958) par l'intermédiaire d'une brèche calcaire à éléments dolomitiques olivâtres.

d. 2 m de marbres gris clairs attribués au Sinémurien par F. ELLENBERGER mais sans doute encore Hettangien par analogie avec le "Banc Terminal" décrit en Briançonnais par T. DUMONT. Ce même niveau a également été attribué à l'Hettangien dans le massif de la Dent Parrachée (DONDEY, 1986).

e. Lias type Grande Motte.

c) Comparaison avec les séries du Chaînon de Rochebrune

c. 1) Les niveaux repères

Si l'on compare la série rhétien-hettangien décrite dans ce mémoire avec celle du Chaînon de Rochebrune (région de Briançon, DUMONT, 1983), on remarque que (fig 48) :

- L'ensemble b de la coupe du Coëtet, caractérisé par une récurrence du faciès norien, existe également plus au Sud, mais avec une puissance plus importante.

- Les faisceaux dolomitiques repères (rd1, rd2) ont également été décrits, à peu près dans la même position, dans la série piémontaise externe de Rochebrune.

- Le faisceau à Polypiers, niveau repère essentiel du sommet du Rhétien, est retrouvé dans toutes les coupes du Rhétien-Hettangien du Briançonnais et du Piémontais externe.

- La vire schisteuse métrique précédant ce faisceau existe également dans le piémontais externe de la région de Briançon.

- Les marbres gris attribués au Sinémurien en Vanoise (ELLENBERGER, 1958) sont regroupés dans le Briançonnais classique sous l'appellation de "Banc Terminal". Ils appartiennent encore dans cette région à l'Hettangien et il pourrait en être de même en Vanoise.

c. 2) Les épaisseurs

La série rhético-hettangienne du chaînon piémontais de Rochebrune montre une puissance voisine de 170 m, y compris le banc terminal (DUMONT, 1983). Sur le terrain étudié, elle se limite à une quarantaine de mètres, en y incluant les marbres gris attribués au Sinémurien par F. ELLENBERGER et qui semblent maintenant appartenir au sommet de l'Hettangien.

De plus, dans le cas de la coupe du Coëtet, le Rhétien ne montre pas les ensembles d et e définis par T. DUMONT (fig 48). Ici le faisceau à Polypiers vient directement sur l'ensemble c de l'auteur précédent.

c. 3) Les tendances séquentielles

La base de la série rhétienne de l'unité de Rochebrune (ensembles a, b, c de DUMONT) présente les mêmes caractéristiques que la série rhétienne du Coëtet (ensembles a, b, c, d, e, f, g). De même les tendances séquentielles des deux séries montrent de fortes similitudes.

c. 4) Conclusion

Malgré la différence de puissance et l'absence des ensembles d et e de T. DUMONT, la série rhétienne du Coëtet présente de fortes ressemblances avec les séries de même âge du Briançonnais classique et du Piémontais externe. On retrouve les mêmes bancs repère aux mêmes endroits et, malgré une étude peu fine, l'Hettangien montre les mêmes caractères généraux que plus au Sud.

Il existe donc une forte continuité latérale des bancs repère et des caractères généraux des séries. Les conditions de dépôt semblent donc uniformes pendant cette période de transition entre les dépôts sous faible tranche d'eau triasiques et les sédiments plus marins du Lias. Cela signifie que la plate-forme héritée de la sédimentation triasique est encore faiblement tectonisée et que les grands domaines paléogéographiques créés par la distension liasique n'en sont encore qu'à un stade d'ébauche.

d) Les indices de tectonique synsédimentaire

T. DUMONT (1983) a démontré que les prémices du rifting liasique se faisaient sentir dès le Rhétien par des lacunes et l'apparition de pentes. Ces phénomènes s'accroissent à l'Hettangien pour atteindre leur paroxysme à la limite Hettangien-Sinémurien.

Nous avons donc recherché de tels indices dans les coupes étudiées et ils apparaissent aussi bien au Coëtet qu'à Chavière.

d. 1) Le Coëtet

* Structure et stratigraphie

La coupe du Coëtet (coupe a, fig 49) appartient au flanc inverse d'un grand pli anticlinal déversé vers le SE et à cœur de Lias type Grande Motte. Le flanc normal de ce pli est représenté par la butte 2380 située au NE de la coupe du Coëtet (fig 45, c), butte qui sera désormais appelée "butte des Coëtet".

Cette dernière montre un chapeau de dolomies à faciès norien qui sont ici en contact avec un complexe bréchi que puissant (10 m), qualifié de Noro-Rhétien par F. ELLENBERGER (1958).

La figure 49 détaille ces deux coupes. Du bas vers le haut:

-coupe a: a. Dolomies noriennes.
b. Dolomies et calcaires rhétiens.
c. Calcaires et schistes hettangiens.
d. Marbres gris du Banc terminal (Hettangien).
e. Lias type Grande Motte.

-coupe b: a. Dolomies noriennes riches en brèches à leur sommet.
b'. Dolomies bréchiques sombres à intercalations de calcaires noirs à faciès rhétien.
c'. Brèche calcaire à éléments dolomitiques.
d. Marbres gris du "Banc Terminal" bréchiques (Hettangien?).
e. Lias type Grande Motte.

* Implications paléogéographiques

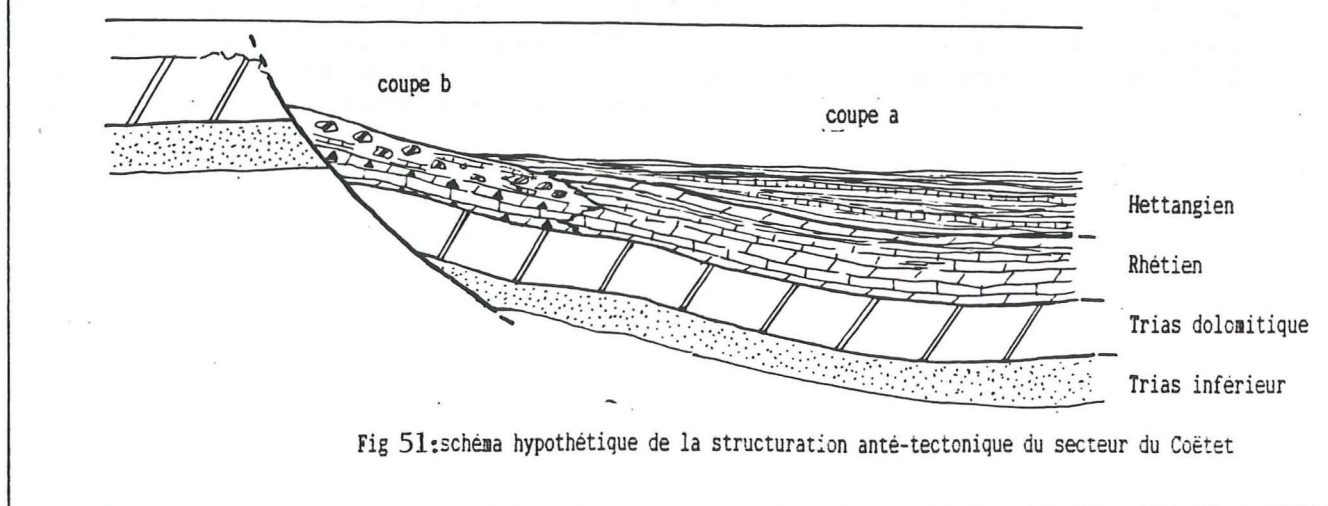
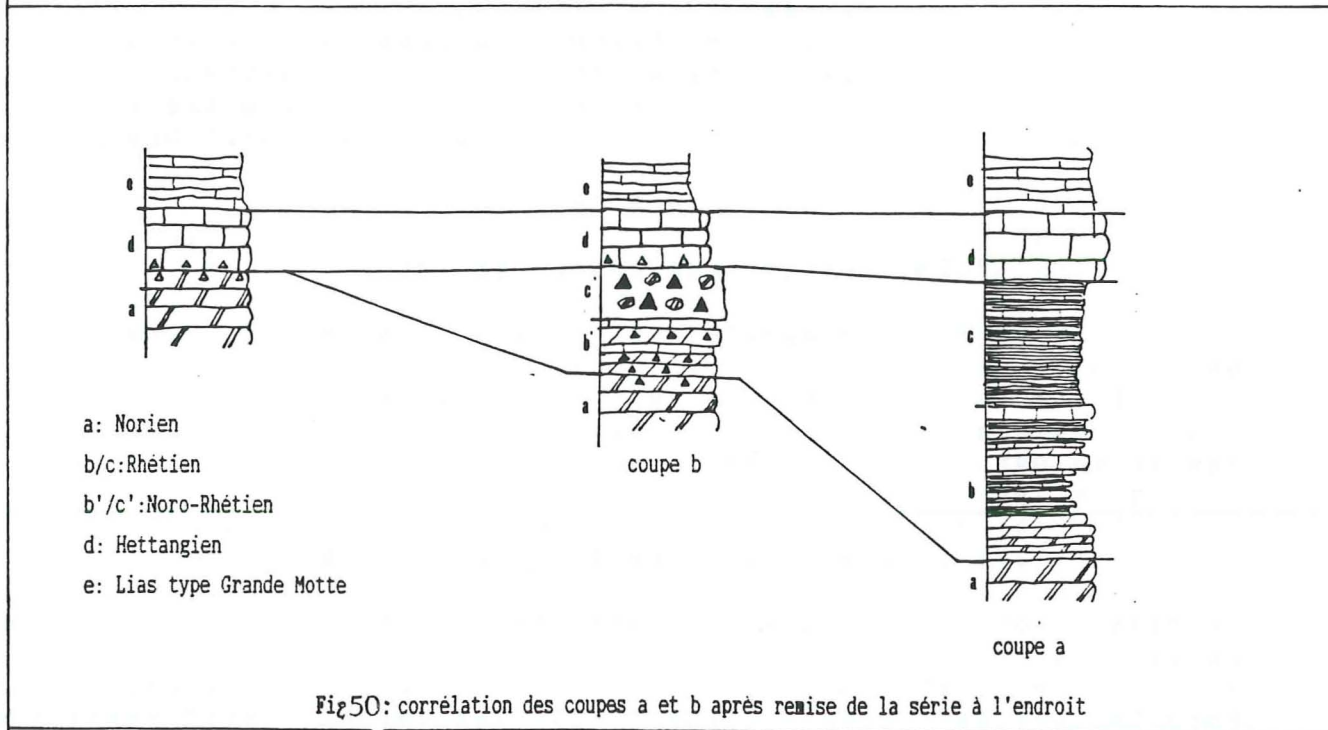
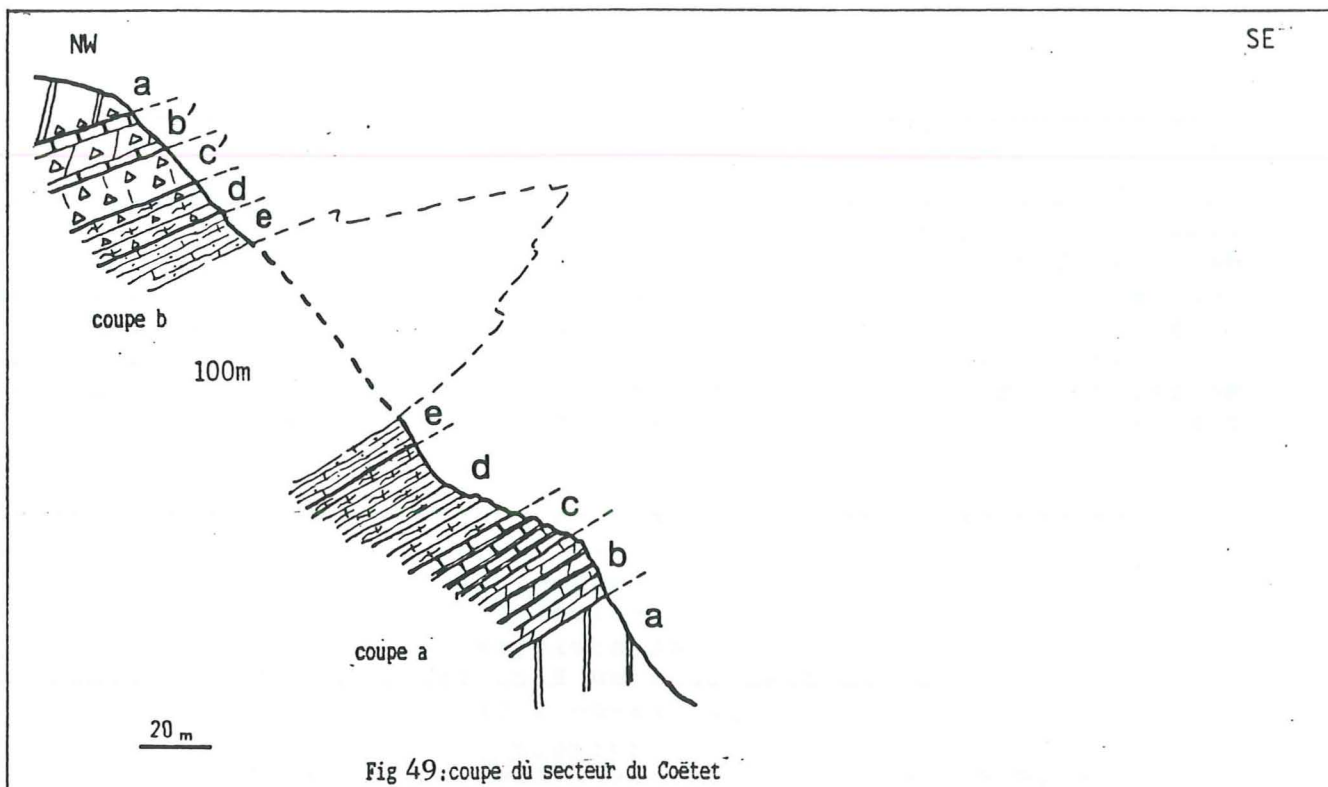
L'étude stratigraphique et tectonique permet de remarquer que (fig 50):

1. La série rhético-hettangienne de la coupe du Coëtet ne réapparaît pas dans la coupe de la butte des Coëtet. Elle y est remplacée par un complexe bréchi que sombre, certainement d'origine synsédimentaire.

2. Les dolomies du Norien et les marbres gris du "Banc Terminal" ne sont bréchiques que dans la coupe b (fig 49).

3. Sur le flanc SW de la butte, les marbres du "Banc Terminal" sont directement transgressifs sur les dolomies du Norien.

Il apparaît donc que les brèches et dolomies bréchiques du Noro-Rhétien témoignent d'importants mouvements synsédimentaires au Rhétien-Hettangien, traduisant certainement l'amorce du rifting liasique. D'autre part le biseautage des niveaux rhétien-hettangien, lorsqu'on passe de la coupe du Coëtet à celle de la butte des Coëtet (fig 50), témoigne de l'apparition de pentes à cette époque.



d.2) La butte de Chavière

Sur le flanc SE de cette dernière affleure, au contact des dolomies noriennes, une formation que nous attribuerons au Rhétien inférieur (dolomies litées noires à interlits schisteux noirs à verdâtres). Au contact, les dolomies noriennes montrent un pendage de 30° vers le SE, tandis que le Rhétien est penté de 80°, également vers le SE (fig 51). Cette discordance angulaire s'explique par l'existence d'un contact anormal entre ces deux formations, souligné actuellement par une faille inverse (fig 51).

La recherche du jeu primitif (c'est à dire anté-plissement) de cet accident amène à deux hypothèses:

* **Hypothèse 1:** C'est une faille contemporaine de la phase de rétrocharriage.

* **Hypothèse 2:** C'est un ancien accident normal, synsédimentaire, basculé en faille inverse par un serrage postérieur à son fonctionnement. Cette hypothèse est beaucoup plus vraisemblable, pour deux raisons:

1. Elle rend compte d'une phase distensive précoce au Rhétien, ce qui est en accord avec les observations faites au Coëtet et dans la coupe de Chavière.

2. L'examen microscopique d'échantillons prélevés au contact montre une microbréchification synsédimentaire des deux termes.

e) Conclusion

Les séries du Coëtet et de Chavière montrent des brèches synsédimentaires qui apparaissent dès le début du Rhétien. Ces niveaux bréchiques s'accompagnent de biseautages stratigraphiques et de l'apparition de pentes, qui témoignent de la structuration en demi-graben basculé du secteur des Coëtet (fig 52).

Ces indices peuvent être interprétés comme les prémices du rifting liasique, en accord avec les observations de T. DUMONT (1983) dans la zone piémontaise de la région de Briançon. La tectonique principale liasique, responsable de la différenciation des grands domaines paléogéographiques est datée en Vanoise, comme dans le Piémontais externe et le Briançonnais classique, de l'Hettangien-Sinemurien (BROUDOUX, 1985 / JAILLARD et al, 1985 / DEVILLE, 1987). Sur le terrain étudié, cet épisode paroxysmal de la tectonique distensive liasique n'a pas été enregistré, tout comme dans le massif de la Dent Parrachée où le Banc Terminal ne montre pas de trace d'activité synsédimentaire (DONDEY, 1986).

3) Le Lias calcaréomarneux type Grande Motte

Les calcaires et calcschistes de ce Lias briançonnais affleurent sur une grande épaisseur en rive gauche du Doron de Termignon. Par contre, en rive droite (Arpont, Pelve), ils n'apparaissent que sous forme de lambeaux étirés, tout comme dans la fenêtre de Lanslevillard où subsistent quelques lambeaux coincés entre une série triasique briançonnaise et les Schistes lustrés.

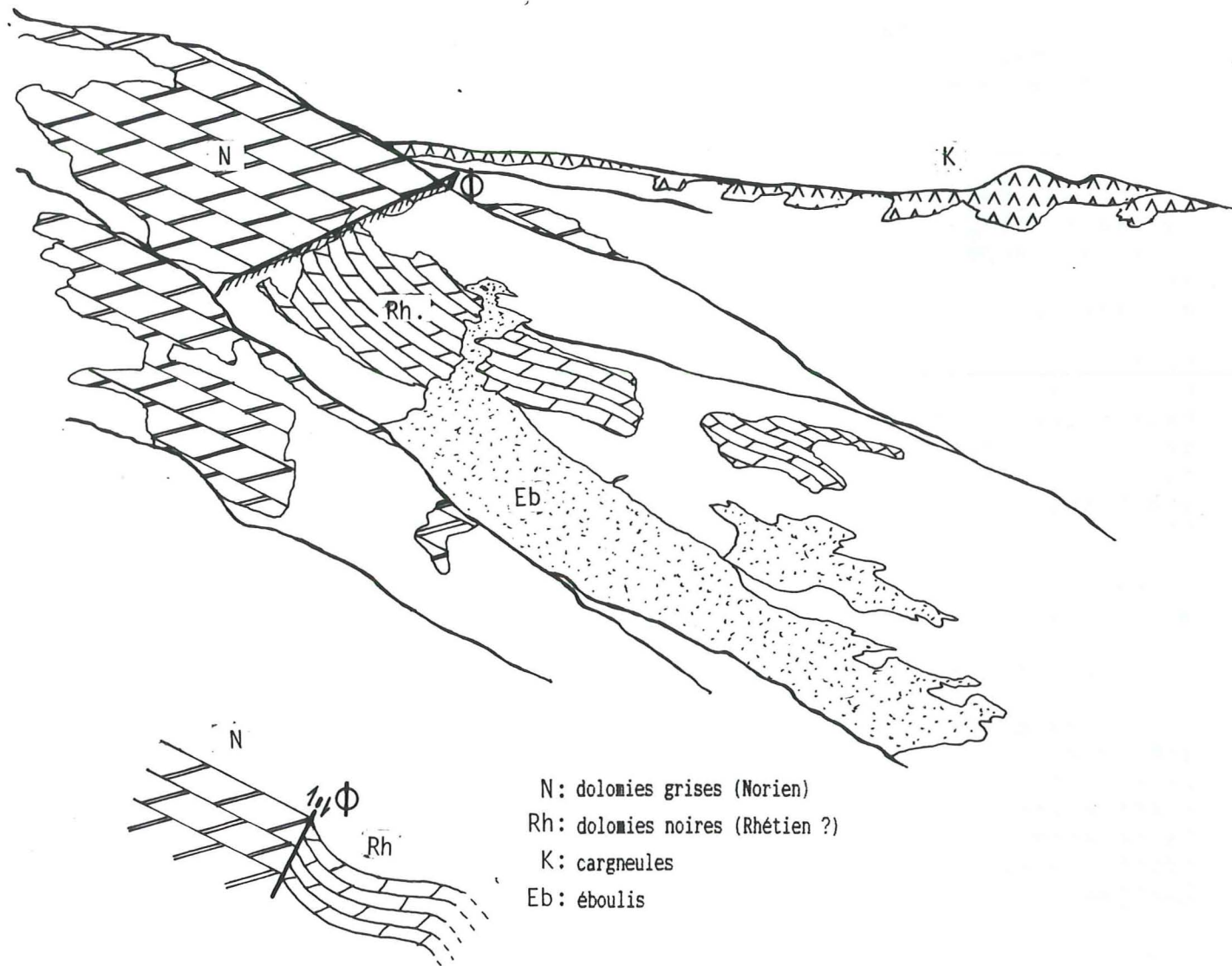
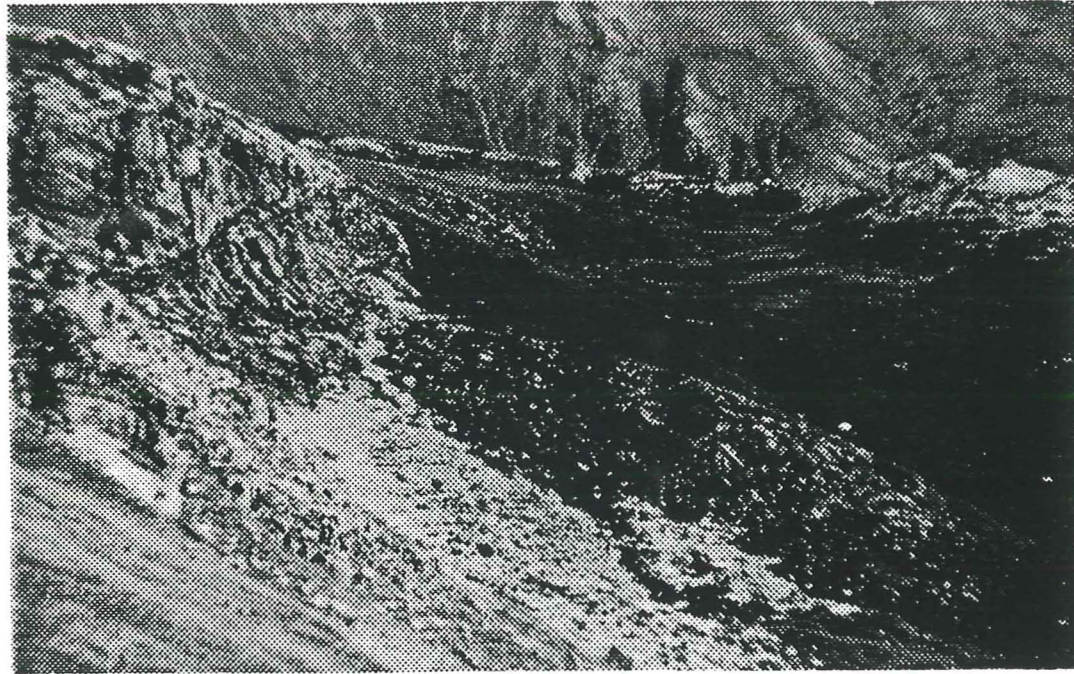


Fig 51: interprétation du flan SE de la butte de Chavière

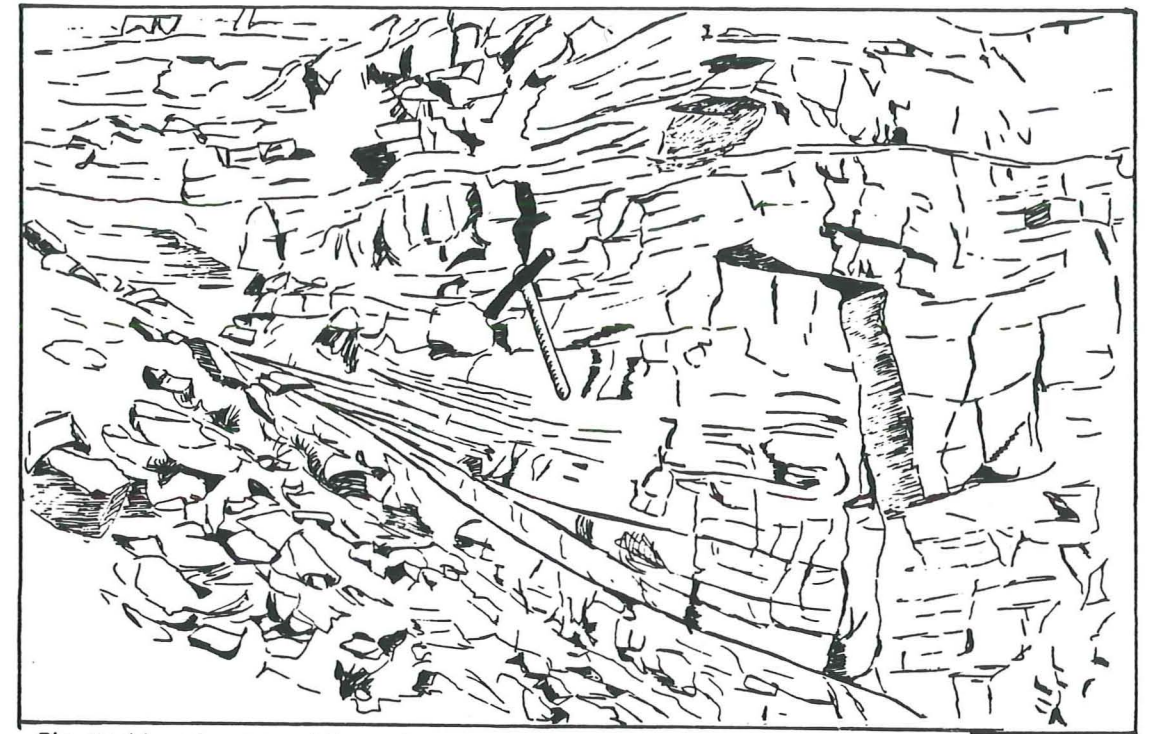


Fig 53: biseautages synsédimentaires dans le Lias calcaire de l'unité de Lanserlia.

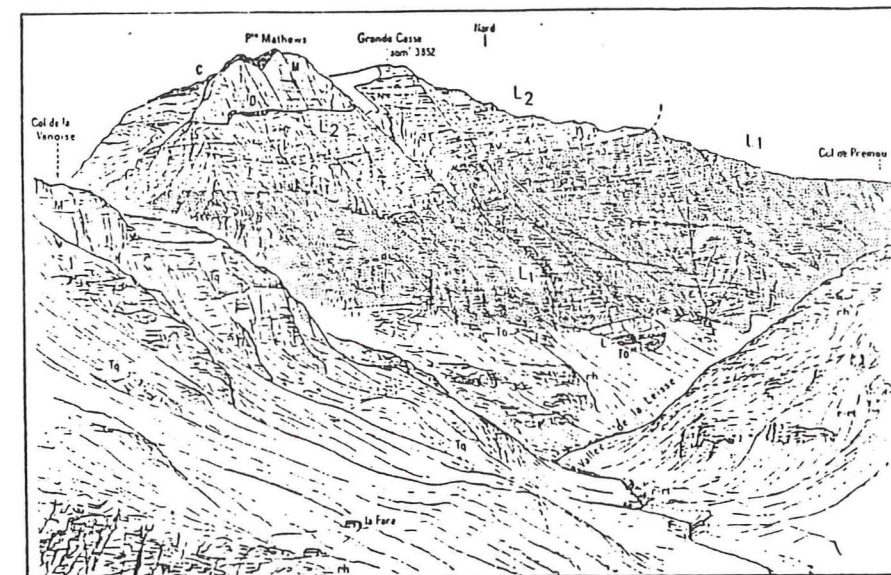


Fig 54: la face Sud de la Grande Casse et de la pointe Mathews, vue du refuge du Plan du Lac, d'après F. ELLENBERGER (1958) (in H. DONDEY, 1986)

Légende: rh, socle ancien; r-rt, Permien et Permo-Trias; Tq, Trias inférieur; Td, Trias dolomitique (Norien); L, Lias de la Grande Motte. L1, "membre noir", L2, "membre gris", D, Dogger; M, Malm; C, Crétacé supérieur-Paléocène.

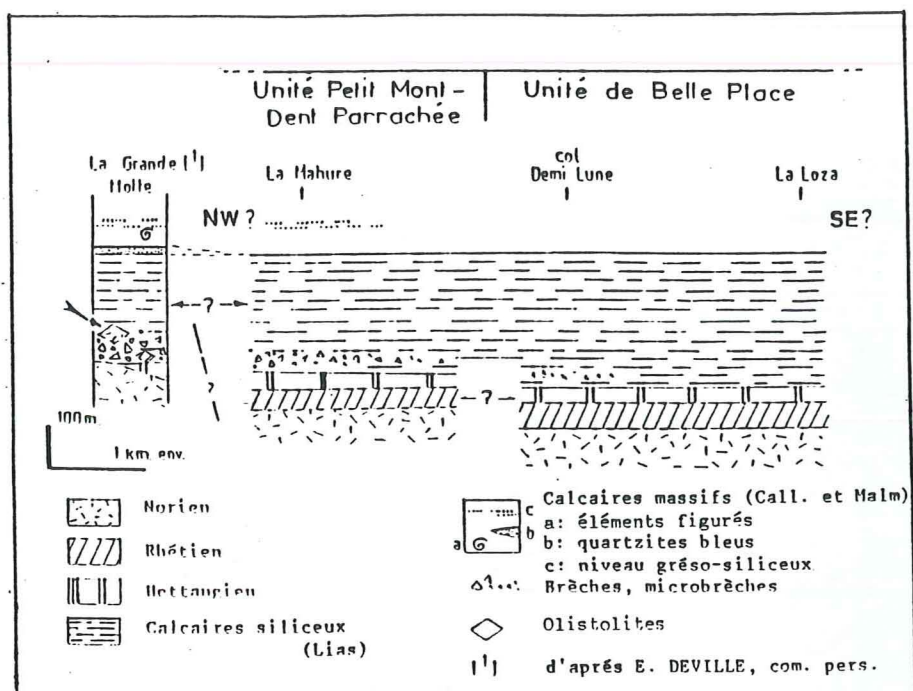


Fig 55: corrélation schématique des écaillés de la Dent Parrachée et de l'unité de la Grande Motte, d'après H. DONDEY (1986).

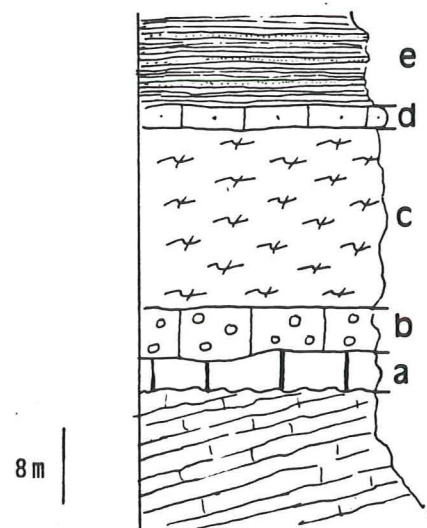


fig 56: la série post-liasique de la nappe de la Grande Motte

Il s'avère très difficile, voire impossible, de dégager une stratigraphie détaillée de cette formation. Tout au plus peut on essayer de dégager quelques grands ensembles, principalement en détaillant la série aux Rochers de Lanserlia et à la Crête du Grand Vallon. En ces deux endroits, on distingue, de la base vers le sommet:

- une brèche de base, observée uniquement au pied de la crête du Grand Vallon, à ciment calcaire noir et éléments dolomitiques jaunes à faciès norien, de taille décimétrique. Fortement étirée par endroit, elle montre, vers sa base, une passée essentiellement calcaire (3 m) où de fins filets dolomitiques irréguliers enveloppent des boudins de calcaire noir. Cet ensemble bréchiq, d'une puissance d'environ 10 m, repose sur un coussinet de cargneules. Il rappelle fortement les brèches du rocher de l'Envers de Sollières, déjà décrites par F. ELLENBERGER (1958), et témoigne d'une forte activité tectonique synsédimentaire, probablement contemporaine de la phase paroxysmale de l'Hettangien-Sinemurien.

- Une succession de calcschistes assez massifs et siliceux, d'une épaisseur d'environ 50 m,

- des calcaires en plaquettes à rubanements siliceux (environ 50 m),

- une vire schisteuse d'une puissance de 20 à 50 m. Celle-ci montre des schistes noirs ou roux, riches en mouchetures rouges visibles à l'oeil nu. Ils sont généralement surmontés d'une faible épaisseur de calcschistes bruns à zones siliceuses qui, localement, peuvent montrer des discordances internes, témoignant de basculements synsédimentaires (Lanserlia, fig 53), mais peuvent également passer directement aux marbres du Jurassique supérieur.

H. DONDEY (1986) avait déjà souligné que l'on pouvait subdiviser la formation liasique type Grande Motte en un "membre noir" fissile, à la base, et un "membre gris" massif au sommet. C'est ce qu'il avait pu observer à la Dent Parrachée et qui ressort de l'observation de la face sud de la Grande Casse (fig 54).

Il semble donc que, sur le terrain étudié ici, le "membre gris" soit beaucoup moins bien exprimé que dans les autres unités à Lias type Grande Motte situées actuellement en position plus externe.

Par ailleurs, H. DONDEY avait également signalé la présence d'un détritisme dolomitique dans le Lias de la Dent Parrachée, détritisme disparaissant vers le SE (fig 55). Il n'y a aucune trace de ce dernier dans la formation liasique étudiée ici, ce qui est compatible avec une position paléogéographique plus interne pour celle-ci.

Cette Formation "liasique" est surmontée en discordance par des dépôts attribués au Callovien basal; elle pourrait donc monter jusque dans le Bathonien, ou tout du moins le Lias supérieur. Malheureusement, aucun fossile ne vient confirmer cette hypothèse.

4) La série post-liasique

A la fin du Lias, le domaine briançonnais voit le retour de la mer sur une plateforme triasique plus ou moins érodée. D'après F. ELLENBERGER (1958), le fossé liasique de la Grande Motte est alors comblé et accueille les dépôts calcaires jurassique moyen à supérieur. Cependant les observations d'H. DONDEY (1986) à la Dent Parrachée sont plutôt en faveur d'une surrection rapide du fossé de la Grande Motte à la fin du Lias supérieur/début du Dogger, qui ramènerait dans ce dernier une évolution sédimentaire de type briançonnais classique.

Sur le terrain étudié, la série post-liasique est bien exprimée aux Rochers de Lanserlia et au plateau du Turc (fig 33). En ces deux endroits, au dessus des calcschistes liasiques, on peut observer, de bas en haut (fig 56):

a. 2 à 4 m de calcaires spathiques noirs, légèrement fétides et généralement discordants sur les calcschistes liasiques. C'est le faciès du Bathonien sup./Callovien inf. (ELLENBERGER, 1958).

b. 5 m de calcaires sombres à nodules centimétriques blanchâtres. Faciès des "calcaires à éléments figurés", d'âge Callovien inf. à moyen probable (JAILLARD, 1984).

c. 10 à 20 m de marbres gris à blancs, prenant parfois des teintes vert pastel à rose pastel (Rochers de Lanserlia). Le classique niveau à silex et à calcaires noduleux du Callovien supérieur (ELLENBERGER, 1958 / JAILLARD, 1984 / H. DONDEY, 1986) n'existe pas ici. Ce niveau pourrait donc représenter un Jurassique supérieur condensé (Malm).

d. 1 à 2 m de marbres massifs à patine verdâtre à rousse et cassure franchement verte. Ce sont les Marbres chloriteux qui sont classiquement divisés en deux groupes d'âge (ELLENBERGER et RAOULT, 1979):

- turonien à sénonien pour les marbres crétacés,
- post-paléocène sup. pour les marbres tertiaires.

Je n'ai retrouvé dans les coupes ni le hard ground soulignant habituellement le passage du Malm aux Marbres chloriteux, ni celui marquant la base de la deuxième série d'âge de ces derniers (post-paléocène sup.).

e. Schistes calcaires noirs, parfois très compacts, à intercalations de lentilles de grès brunâtres et très fins. Ces schistes prennent parfois une teinte vert foncé à leur base. Faciès des Schistes noirs de Pralognan, attribués à l'Eocène (moyen ?) par ELLENBERGER et RAOULT (1979).

Contrairement au massif de la Dent Parrachée, on ne remarque aucun indice d'émersion post-liasique, qui pourrait confirmer l'hypothèse d'une surrection rapide de la fosse de la Grande Motte à la fin du Lias supérieur (DONDEY, 1986).

Bien au contraire, le régime de tectonique distensive liasique semble être encore actif au Lias supérieur puisque les calcschistes à zones siliceuses sommitaux enregistrent encore quelques basculements du plancher de sédimentation (Rochers de Lanserlia, fig 53).

III) CONCLUSION

L'étude lithostratigraphique des séries de type Grande Motte affleurant au Coëtet, à Chavière, aux Rochers de Lanserlia et au Plateau du Turc ont permis de mettre en évidence :

- à la base de la Crête du Grand Vallon, dans les falaises de la Mêt, un lambeau de série présumée carnienne sur laquelle est resté adhérente la classique semelle de dolomies noriennes, ceci certainement grâce à une lacune de sédimentation des termes évaporitiques du Carnien supérieur.

- Une formation rhético-hettangienne au sein de laquelle on retrouve les mêmes tendances séquentielles et les mêmes niveaux repères que dans les séries piémontaises du Briançonnais classique (DUMONT, 1983 / DONDEY, 1986).

Cette formation a également bien enregistré les prémices du rifting liasique (Coëtet, Chavière), qui débute à la même époque que plus au Sud, dans la série piémontaise externe, et apparaît paroxysmal à la limite Hettangien-Sinémurien (DUMONT, 1983 / BROUDOUX, 1985 / JAILLARD et al, 1985 / DONDEY, 1986b/1987).

- Une puissante formation calcaréomarneuse liasique (environ 150 m), dont la base est parfois soulignée par une brèche noire (10 m) et qui montre jusqu'à son sommet, présumé Lias supérieur (DONDEY, 1986), des indices d'une tectonique distensive encore active (Rochers de Lanserlia). L'absence de détritisme carbonaté dans les calcschistes liasiques (mis à part au pied de la crête du Grand Vallon) permet de rapprocher les coupes étudiées de la série de l'unité de Belle Place du massif de la Dent Parrachée (DONDEY, 1986).

- On propose un âge bathonien sup. à callovien inf. pour les premiers termes discordants sur les calcschistes liasiques, par analogie de faciès avec les faciès décrits par F. ELLENBERGER en Vanoise occidentale (1958).

- Enfin, au dessus des marbres du Jurassique supérieur (Malm), on retrouve la classique succession Marbres chloriteux-Schistes noirs de Pralognan. Cependant il manque ici les deux classiques niveaux de hard grounds, qui marquent habituellement la limite Malm/Crétacé inf. et le passage des Marbres chloriteux crétacé sup. à ceux du Tertiaire.

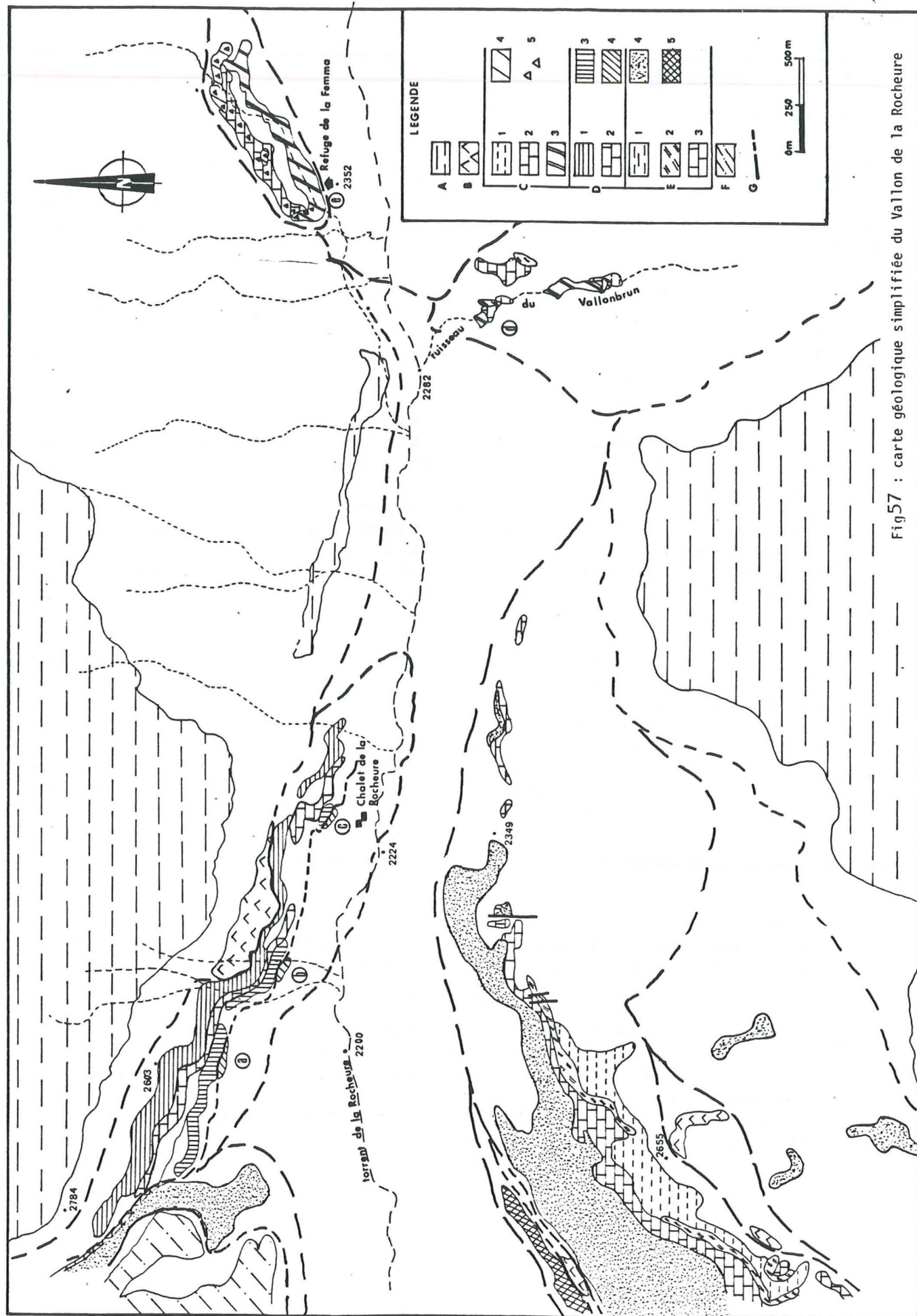


Fig 57 : carte géologique simplifiée du Vallon de la Rocheure

E) LE COMPLEXE DE LA ROCHEURE (fig. 57)

I) INTRODUCTION

Il est charrié sur l'Unité de Pierre Brune (appartenant à la nappe de la Grande Motte et montre des séries à cachet interne, que l'on peut rapprocher des séries de type Val d'Isère/Ambin.

La continuité latérale d'affleurement, l'évolution de la nature du détritisme présent dans toutes les coupes, ainsi que leurs relations avec l'unité de Pierre Brune vont nous permettre de proposer un schéma paléogéographique d'une partie de la bordure interne de la fosse de la Grande Motte.

Pour ce faire, nous allons décrire ce complexe dans trois coupes affleurant d'Ouest en Est depuis la Côte du Valet jusqu'aux Chalets de la Rocheure, ce sont :

- La coupe de Pierre Blanche. (fig 57, a)
- La coupe du Torchet. (fig 57, b)
- La coupe des Chalets de La Rocheure. (fig 57, c)

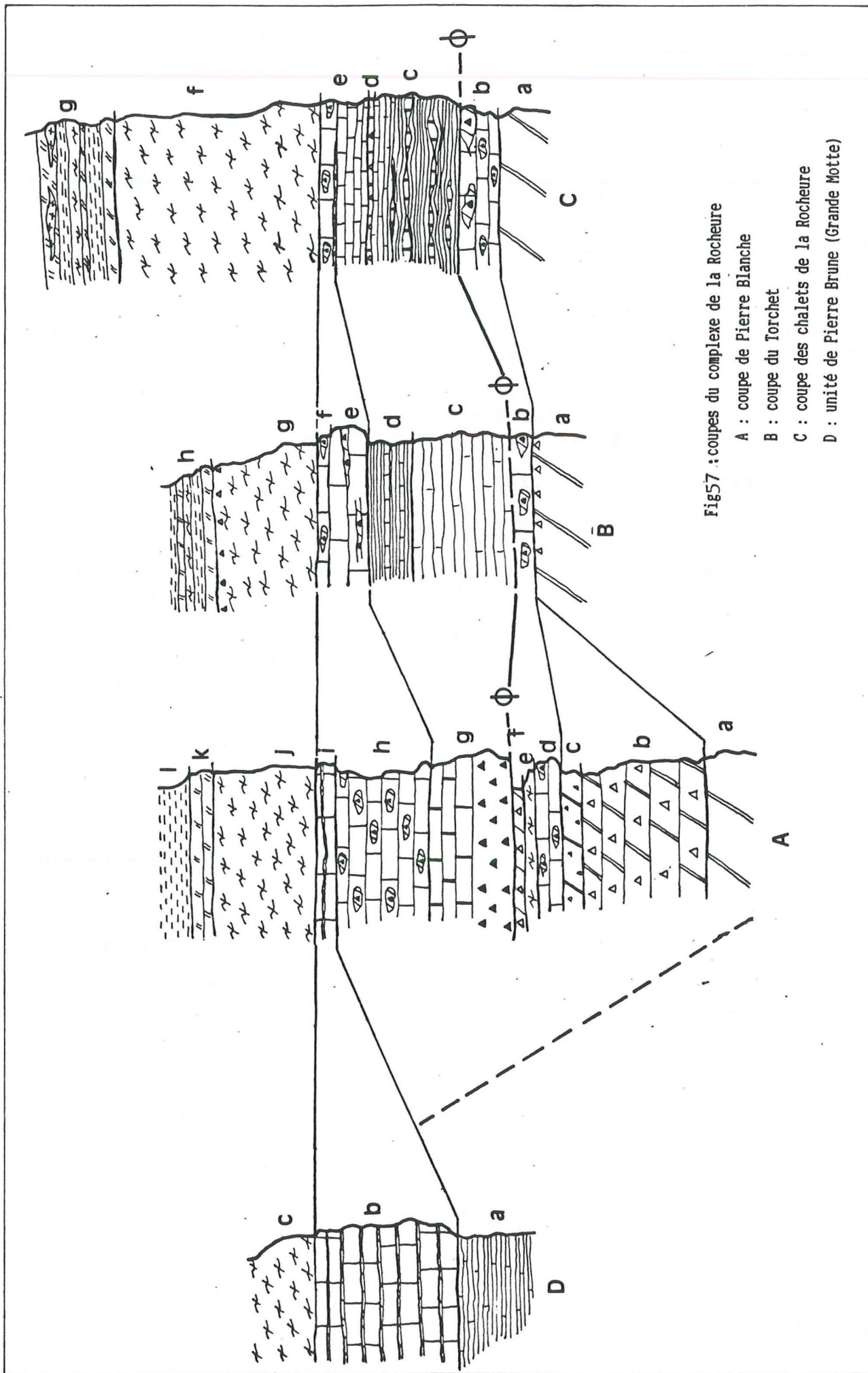
II) DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE

1) Coupe de Pierre blanche

A 150m au dessus du hameau de Pierre Blanche, on observe la succession stratigraphique suivante, de bas en haut (fig 58, A):

- Dolomies claires, à cassure grise à blanche, en bancs métriques montrant des joints argilo-schisteux verdâtres. Faciès du Trias supérieur (2 m minimum).
- 12 m de brèche dolomitique hétérométrique, à ciment jaune à ocre et éléments dolomitiques. On note quelques rares fragments de calcaires gris à lie de vin.
- 1,50 m de dolomies sombres légèrement bréchiques.
- 2 m de marbres clairs bréchiques à éléments dolomitiques ocres centimétriques à décimétriques. Ce niveau rappelle le faciès des marbres bréchiques déjà observés dans l'unité des Lombards, où il a été attribué au Malm.

Légende fig 57: A: Schistes lustrés ; B: gypses et cargneules ; C: refuge de la Femma et Vallonbrun ; 1: Schistes noirs éocènes, 2: marbres du Malm, 3: dolomies jaunes (Trias sup.), 4: dolomies blanches, 5: brèches ; D: complexe de la Rocheure, 1: série cénozoïque, 2: marbres du Malm, 3: Lias sup./Dogger, 4: dolomies jaunes (Trias sup.) ; E: unité de la Grande Motte, 1: Schistes noirs éocènes, 2: Marbres chloriteux, 3: Malm, 4: Lias type Grande Motte, 5: série des falaises de la Mêt ; F: paléozoïque d'Entre-Deux-Eaux ; G: contact anormal.



e. 50 cm à 1 m de marbre très pur, de teinte verte à rouge. C'est un faciès typique du Malm de Vanoise interne, que l'on retrouve au Plan des Nettes, (ELLENBERGER, 1958) et qui semble avoir valeur de niveau repère. Il a été daté de l'Oxfordien sup. à Kimméridgien à l'Aiguille des Aimes (JAILLARD, 1987).

f. 1 m de brèche dolomitique à ciment ocre et éléments dolomitiques et quartzitiques. Elle remanie le niveau e et est fortement laminée.

g. En contact tectonique sur le terme précédent, 8m de brèche calcaire noire rappelant le faciès de la brèche de base du Lias type Grande Motte (ELLENBERGER, 1958) et qui passe vers le haut à 2 m de calcaires noirs très recristallisés. Faciès du Lias sup./Dogger.

h. 10 m de marbres bréchiques à détritisme dolomitique jaune à ocre. Faciès du Malm bréchique type Ambin.

i. 1 à 2 m de marbres blancs à roux à rubanement dolomitique.

j. 10 m de marbres du Malm, remaniant le terme sousjacent en galets centimétriques sur une épaisseur de 20 cm environ.

k. 1 à 2 m de Marbres chloriteux

l. Schistes noirs éocènes

2) Coupe du Torchet

A 250 m plus à l'Est, en rive gauche du torrent du Torchet, on observe la série suivante, de bas en haut (fig 58, B):

a. Dolomies claires à faciès norien, se bréchifiant à leur sommet.

b. 1 à 2 m de marbres bréchiques à éléments dolomitiques à faciès triasique et éléments calcaires noirs. Faciès du Malm bréchique de type Ambin.

c. 10 m de calcaires noirs à gris, plus ou moins schisteux, dont le faciès est proche de celui du Lias de type Grande Motte.

d. 3 à 4 m de schistes noirs à bancs de calcaires microbréchiques roux décimétriques.

e. 3 à 4 m d'une microbrèche à patine argentée et éléments microbréchiques calcaires de teinte noire. On note parfois des horizons bréchiques à éléments dolomitiques jaunes centimétriques.

f. 1 m de brèche calcaire à éléments dolomitiques ocres à roux de taille parfois métrique et éléments calcaires gris à noirs. Ce niveau remanie la microbrèche sous-jacente.

g. Marbres clairs du Malm, légèrement bréchiques à leur sommet. Le contact avec les Marbres chloriteux sus-jacents est souligné par un niveau rubéfié.

h. Alternance de Marbres chloriteux, de Schistes noirs éocènes et de marbres clairs à faciès du Malm.

3) Coupe des Chalets de la Rocheure

A 100 m au Nord des Chalets de la Rocheure, on retrouve une série stratigraphique semblable qui montre, de bas en haut (fig 58, C):

a. Dolomies claires à faciès norien qui, à leur sommet, se boudinent et prennent une teinte orangée.

b. 2 m de marbres gris à cassure claire, microbréchiques à bréchiques, montrant parfois un délit en plaquettes. A leur sommet, les éléments dolomitiques peuvent atteindre une taille métrique. On retrouve à nouveau le faciès des marbres bréchiques du Malm type Ambin.

c. En contact tectonique, 8 m de schistes calcaires gris à noirs, riches en boudins de calcaire noir parfois microbréchique. Ces schistes noirs passent vers le haut à des calcaires noirs qui font penser au faciès du Lias sup./Dogger.

d. 10 à 20 cm d'une brèche calcaire à éléments dolomitiques gris à jaunes de taille centimétrique.

e. 5 m de marbres gris en bancs métriques. Non bréchiques sur 3m, ils se chargent ensuite en détritisme dolomitique (parfois de taille décimétrique) et peuvent montrer des horizons micaschisteux interstratifiés mimant les faciès du Permien (Permien reconstitué).

f. 20 m de marbres à faciès Malm qui passent aux Marbres chloriteux par l'intermédiaire d'un niveau rubéfié décimétrique

g. Alternance de Marbres chloriteux, de Schistes noirs éocènes et de marbres à faciès Malm. Au sommet de la coupe, apparaissent des lentilles de Paléozoïque dans les Marbres chloriteux du Crétacé sup.. C'est le même faciès que celui décrit dans la série du Chevril en Vanoise Septentrionale, et interprété comme du matériel reconstitué ou des olistolites (JAILLARD, 1987).

4) Conclusion

On retrouve, dans ces trois coupes, deux unités superposées tectoniquement, avec:

- à la base, une série de type Plan des Nettes montrant des dolomies à faciès du Trias supérieur, surmontées de marbres bréchiques à faciès du Malm de type Ambin.

- au dessus, une série débutant par des dépôts d'âge présumé Lias sup./Dogger, auxquels succèdent les marbres bréchiques du Malm de type Ambin qui passent, vers le haut, au Malm classique de Vanoise, généralement non bréchique. Puis vient une alternance de Marbres chloriteux, Schistes noirs éocènes et marbres à faciès Malm avec, dans la coupe des Chalets de la Rocheure, des lentilles de matériel paléozoïque (resédimenté ou en olistolites ?). Ceci permet de rapprocher cet ensemble des séries du Chevril en Vanoise septentrionale (JAILLARD, 1987).

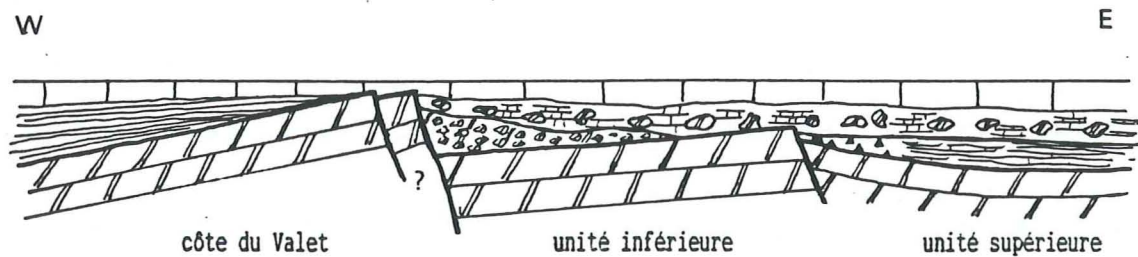
III) INTERPRETATION DU COMPLEXE DU VALLON DE LA ROCHEURE

1) L'unité inférieure

Dans deux des trois coupes décrites, les dépôts attribués au Trias dolomitique passent vers le haut à des marbres bréchiques à faciès de Malm type Ambin (coupes du Torchet et des Chalets de la Rocheure). Dans la coupe de Pierre Blanche, les dolomies à faciès norien sont surmontées d'une puissante brèche (12 m), essentiellement dolomitique, qui devait témoigner de la proximité d'un escarpement de faille active. Celle-ci était certainement contemporaine du rifting liasique, car on rencontre dans cette brèche quelques éléments de calcaire sombre, à faciès liasique.

La disparition rapide vers l'Est de cette puissante formation bréchique (fig 58), permet de mettre en évidence l'existence d'un paléorelief anté-jurassique (hérité de la distension liasique ?) interprétable comme un demi-graben à regard interne (fig 59).

Le jeu de l'accident normal qui a provoqué la sédimentation de la brèche calcaréodolomitique de la coupe de Pierre Blanche, a certainement dû porter à l'érosion les quartzites du Trias inférieur. En effet, on retrouve au sommet des marbres du Malm de cette coupe, dans la brèche dolomitique du niveau f (fig 58, A), des éléments de quartzite à faciès scythien. Un tel détritisme siliceux est déjà connu dans le Malm de Vanoise interne où il est daté du Callovo-Oxfordien car surmontant généralement le faciès marmoréen rouge oxfordien sup./kimméridgien. Or ici le niveau f (fig 58, A) remanie le marbre rouge du niveau e. Il semble donc que l'arrivée du détritisme siliceux soit plus tardive, probablement jurassique terminal (Portlandien ?).



250 m

marbres clairs (Malm)
 marbres bréchiques (Malm)
 brèches jurassiques
 calcaires et schistes (Dogger)
 Lias type Grande Motte
 brèche dolomitique liasique
 dolomies triasiques

Fig 59: schéma paléogéographique du complexe de la Rocheure au début du Malm

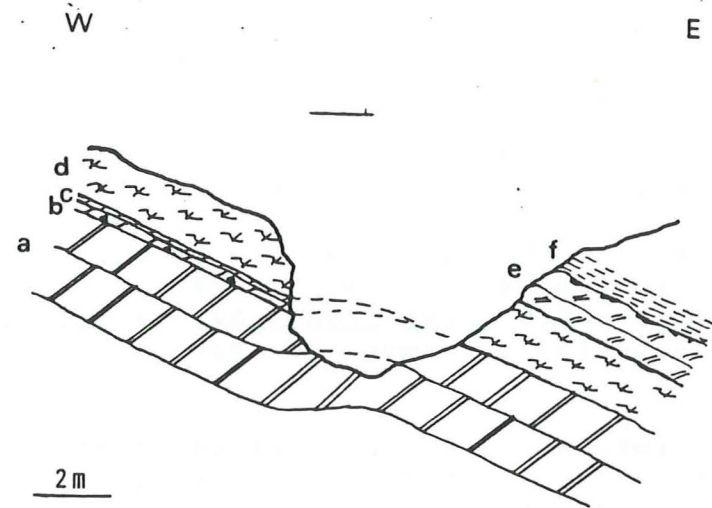


Fig 60: coupe du torrent de Vallonbrun

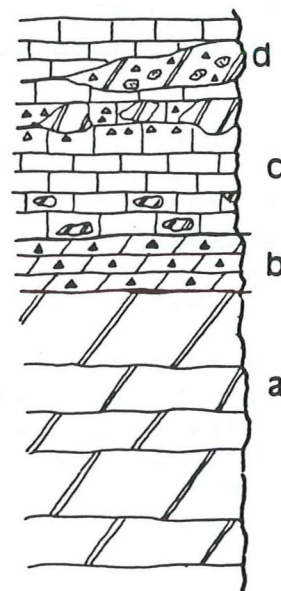


Fig 61: coupe du refuge de la Femna

2) L'unité supérieure

Elle est en contact tectonique sur la précédente et sa position actuelle suggère une position paléogéographique plus interne.

L'évolution latérale des faciès et des épaisseurs des différents niveaux permet de reconstituer un demi-graben à regard interne représentant peut-être le prolongement du demi-graben défini dans l'unité inférieure (fig 59).

Le contact tectonique basal de cette unité n'a pu être retrouvé dans les pentes de la Côte du Valet (fig 57), mais il est probable qu'il remonte en direction du col de Pierre Blanche (voir carte), la séparant ainsi du sommet de l'unité de Pierre Brune.

3) Relation avec l'unité de Pierre Brune

Les dépôts du Lias qui forment les falaises de Pierre Brune supportent la classique série mésozoïque connue dans toutes les unités de type Grande Motte. Cependant au lieu-dit "Côte du Valet", le Malm de l'unité de Pierre Brune (fig 58 D, c) débute par une vingtaine de mètres de calcaires marmoréens, parfois microbréchiques, à patine rousse et cassure grise à noire (fig 58 D, b). On retrouve ce faciès (à quelques variations près) au sommet du Malm bréchique de l'unité supérieure du complexe de la Rocheure, (niveau i de la coupe de Pierre Blanche, niveau e de la coupe du Torchet, fig 58). Il marque, dans ces dernières, le passage du Malm bréchique à faciès Ambin au Malm classique non bréchique. Le fait de l'observer à la fois dans l'unité de Pierre Brune et dans l'unité supérieure de la Rocheure doit témoigner de leur proximité originelle. On peut donc essayer de préciser quelles pouvaient être les relations anté-tectoniques entre ces trois unités.

En effet, attendu qu'au regard de l'empilement tectonique actuel, l'unité inférieure de la Rocheure semble avoir occupé une position structurale intermédiaire entre l'unité de Pierre Brune et l'unité supérieure de la Rocheure, on peut proposer que ces trois unités soient un témoin d'une partie de la bordure interne du fossé de la Grande Motte. Contrairement à la bordure externe de ce dernier, étudiée dans le massif de la Dent Parrachée par H. DONDEY (1986) (fig 55), on n'observe pas ici, dans le Lias calcschisteux, de détritisme dolomitique témoignant de la proximité d'un escarpement de faille actif. La morphologie de la bordure interne du fossé de la Grande Motte pourrait donc être différente de son homologue externe, et ne pas être gouvernée par une série d'escarpements de failles à regard externe. Dès lors, il semblerait que le fossé de sédimentation du Lias de l'unité de Pierre Brune ait une forme de demi-graben. D'autant plus que le Lias montre ici une épaisseur décroissante d'Ouest en Est, passant d'une puissance de plus de 150 m aux Pointes de Pierre Brune à une cinquantaine de mètres à la Côte du Valet.

IV) CONCLUSION

L'étude des sédiments du complexe de la Rocheure à permis de mettre en évidence deux unités superposées tectoniquement. Celles-ci montrent des caractères qui permettent de les rapprocher des séries de type Plan des Nettes pour l'unité inférieure, et de type Chevril pour l'unité supérieure. Elles viennent chevaucher l'unité de Pierre Brune, appartenant à la nappe de la Grande Motte, et attestent ainsi de la nature intrabriançonnaise du fossé de la Grande Motte.

D'autre part, l'étude des relations des deux unités de la Rocheure avec l'unité de Pierre Brune permet de proposer que le fossé de la Grande Motte soit représenté par un demi-graben à regard interne (fig 59). Pour ce faire, on se base sur deux faits:

1. L'absence de détritisme carbonaté dans les calcschistes liasiques de l'unité de Pierre Brune; détritisme qui n'est connu que sur la bordure externe du fossé de la Grande Motte (DONDEY, 1986).

2. La variation latérale d'épaisseur des dépôts du Lias, qui passent de plus de 150 m à l'Ouest (Pointes de Pierre Brune) à 50 m à l'Est (Côte du Valet).

F) LES SERIES DE VALLONBRUN ET DE LA FEMMA

I) INTRODUCTION

Deux kilomètres à l'Est du complexe de la Rocheure (fig , d et e), apparaissent deux séries calcaréodolomitiques que j'ai étudiées afin d'essayer de préciser l'évolution vers l'Est des séries du complexe de la Rocheure.

Malheureusement, les relations structurales entre les deux coupes et le complexe précédent ne sont pas visibles. D'autre part, il s'est avéré impossible de proposer un schéma paléogéographique des structures existantes lors du dépôt des formations décrites dans ces deux coupes.

II) STRATIGRAPHIE

1) La coupe du torrent de Vallonbrun (fig 57, d)

Déjà citée par F. ELLENBERGER (1958), elle affleure dans le lit du torrent du même nom, 750 m au SW du refuge de la Femma. Elle montre, de bas en haut, (fig 60):

a. Dolomies blanches à cassure grise, en bancs métriques à plurimétriques, montrant des interlits schisto-argileux centimétriques gris. C'est le faciès des dolomies du Norien, qui prennent parfois ici une teinte rousse à ocre, rappelant le faciès des dolomies détritiques du Malm bréchique des séries de type Ambin.

b. 30 cm de dolomies bréchiques à patine ocre.

c. 10 cm d'une dolomie microbréchique très fine.

d. 1 à 2 m de marbre clair très pur, attribuables au Malm, dont le passage avec les Marbres chloriteux subjacents est souligné par un enduit ferrugineux millimétrique.

e. 1 m de marbres chloriteux de teinte verte, qui passent, vers le haut, aux Schistes noirs éocènes (f) par l'intermédiaire d'un contact raviné, souligné par un hard-ground et des filons injectés de quartz et de calcite.

Les Marbres chloriteux peuvent être absents. Dans ce cas, les Schistes noirs éocènes reposent directement sur le Malm, qui montre alors des traces d'émersion à son sommet (surface de ravinement et oxydation).

Contrairement aux séries type Val d'Isère du complexe du Vallon de la Rocheure, les marbres du Malm ne sont jamais bréchiques ici. Cette coupe rappellerait plutôt les séries autochtones d'Ambin, témoins d'une sédimentation sur un haut fond (ALLENBACH et CARON, 1986).

2) La coupe du refuge de la Femma (fig 57, e)

Depuis le refuge de la Femma jusqu'au Rocher Rond, affleure une série bréchique montrant, de bas en haut (fig 61):

a. A sa base, 20 m (au moins) de dolomies massives, à patine rousse et cassure blanche, qui passent à des dolomies blanches en bancs métriques. Faciès du Trias supérieur (Norien).

b. 2 à 3 m de dolomies bréchiques sombres à cassure claire. A leur sommet, on remarque qu'un ciment de marbre clair s'insinue entre les fragments dolomitiques, annonçant ainsi le passage aux marbres bréchiques du Malm.

c. Marbres clairs du Malm, bréchiques à leur base (éléments de dolomie blanche), puis se lavant de leurs impuretés dolomitiques pour reprendre le faciès caractéristique du Malm de Vanoise interne.

Un peu plus haut dans la série, lorsqu'on se déplace vers le Rocher Rond, le Malm se recharge en détritisme dolomitique de grande taille (blocs décamétriques), et présente parfois un aspect de brèche blanche (riche en éléments de dolomie blanche).

d. Olistolite (ou lentille) hectométrique d'une dolomie blanche bréchique, à éléments quartzitiques centimétriques à faciès scythien. Ces éléments siliceux sont parfois emballés dans une matrice calcaire claire.

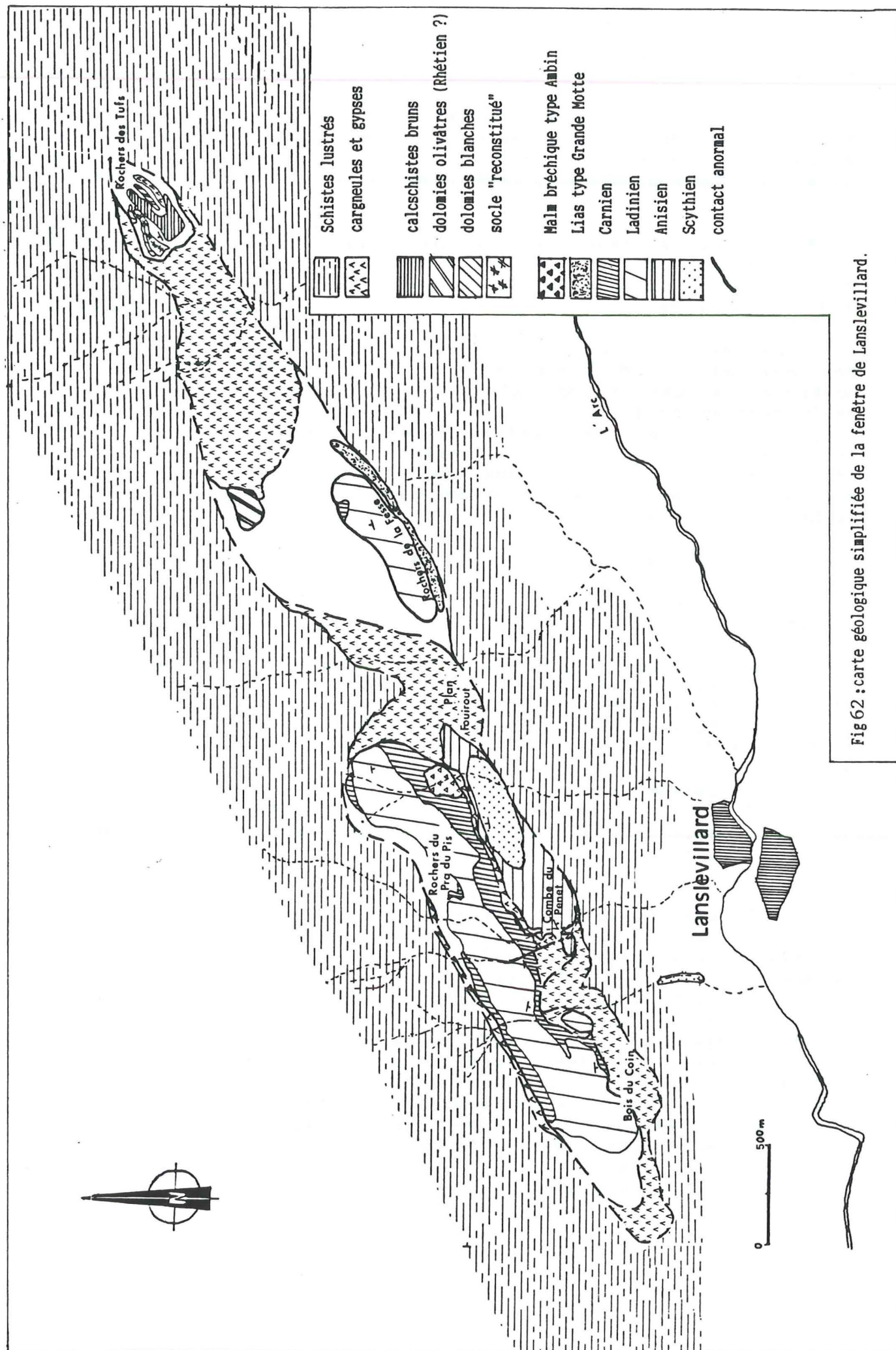


Fig 62 : carte géologique simplifiée de la fenêtre de Lanslevillard.

Interprétation

Cette série réduite peut être rattachée aux séries de type Plan des Nettes avec, à sa base, une semelle dolomitique à faciès norien, surmontée de marbres clairs du Malm, riches en détritisme dolomitique parfois de très grande taille.

Le passage des dolomies bréchiques aux marbres attribués au Malm est progressif, suggérant des arrivées de coulées de boue micritique dans une brèche dolomitique non encore indurée, donnant ainsi un mélange des deux sédiments. Dès lors, on peut se demander si les dolomies bréchiques du niveau b (fig 61), qui surmontent les dolomies à faciès norien, représentent encore ici le Trias supérieur. Ne s'agirait t'il pas plutôt d'un Trias régénéré qui pourrait marquer ici la base du Malm.

Le détritisme présent dans les marbres du Malm évolue dans sa taille et sa nature. Après une période de rémission, où les marbres du Malm sont dépourvus de tout gravier dolomitique (fig 61, c), la présence de blocs décamétriques de dolomies claires et la forte bréchification des marbres témoignent de la reprise de l'activité tectonique des escarpements de failles responsables de ce mélange. Il semble donc que le fonctionnement de ces accidents ait été saccadé pendant le Malm, amenant un détritisme de taille de plus en plus importante vers le haut de la série.

3) Conclusion

Bien que les deux coupes décrites dans ce paragraphe soient proches l'une de l'autre, il est bien difficile de les rapprocher stratigraphiquement. En effet, la coupe du torrent du Vallonbrun représente une série type Val d'Isère/Ambin, telle que l'a définie F. ELLENBERGER (1958), et que l'on peut retrouver à Bellecombe et aux rochers Carlina (massif d'Ambin). La coupe du refuge de la Femma se rapproche plus des séries parautochtones du massif d'Ambin (ALLENBACH et CARON, 1986). Leurs relations n'étant pas visibles, il est impossible de définir quelle pouvait être leur position relative avant les phases de compression alpines.

G) LA FENÊTRE DE LANSLEBOURG-LANSLEVILLARD

I) LA SERIE BRIANCONNAISE

Dans les pentes qui dominent au Nord le village de Lanslevillard, apparaît en fenêtre, au sein des Schistes lustrés, une série triasique à affinité briançonnaise dont les faciès permettent de proposer un âge Scythien à Carnien inférieur.

L'étude de ces dépôts s'est surtout limitée à la reconnaissance des séquences déjà définies par les auteurs précédents dans les régions voisines (ELLENBERGER, 1958 / BAUD et MEGARD-GALLI, 1975/1978 / JAILLARD, 1984 / BROUDOUX, 1985 / DONDEY, 1986).

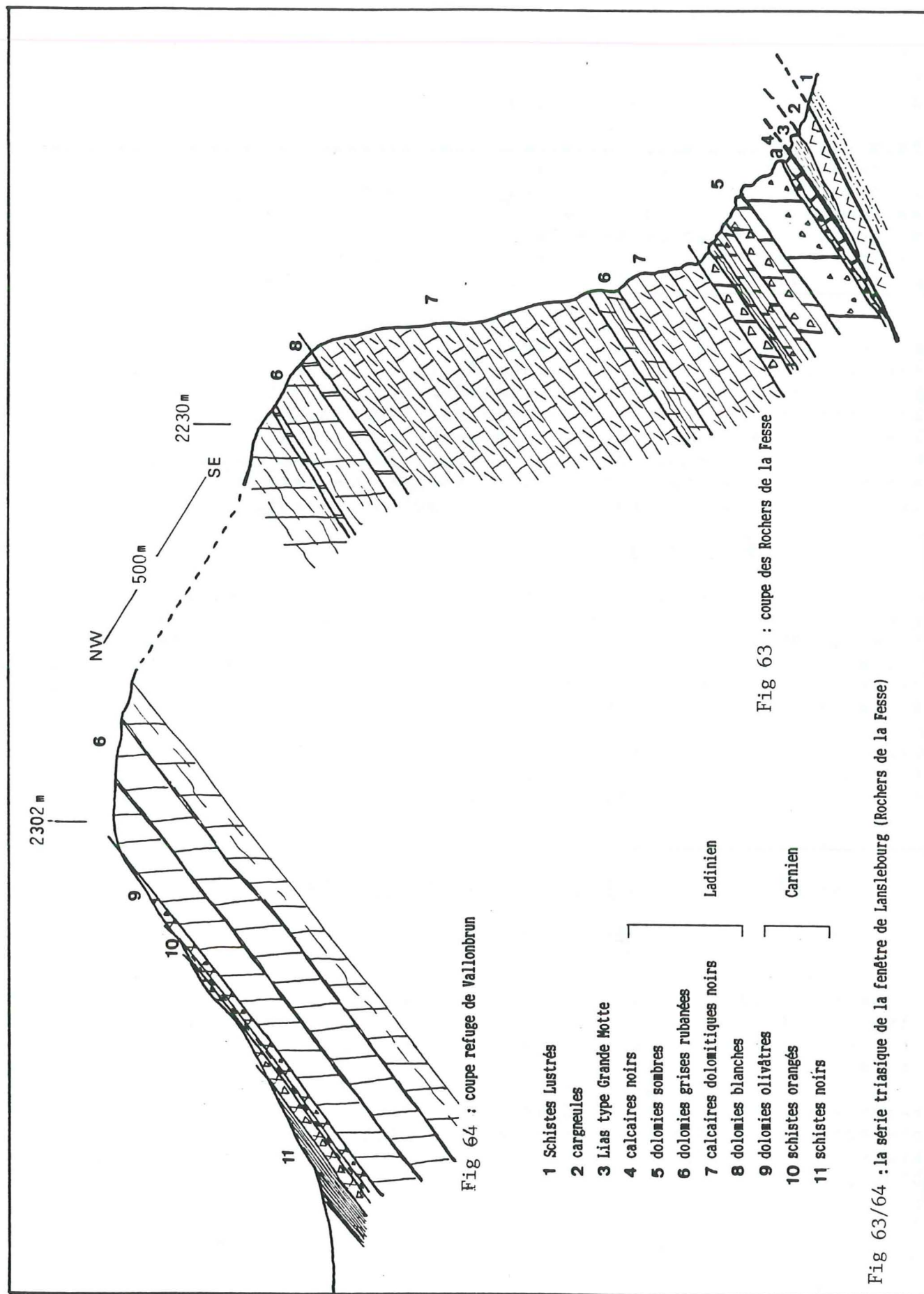


Fig 64 : coupe refuge de Vallonbrun

Fig 63 : coupe des Rochers de la Fesse

Fig 63/64 : la série triasique de la fenêtre de Lanslebourg (Rochers de la Fesse)

1) Le Trias inférieur

a) Le Scythien

La série débute par des quartzites blancs très purs à faciès scythien, essentiellement visibles à la Combe du Penet et au Plan Foiroux (fig 62). Ces derniers sont intensément plissés et montrent parfois d'anciens joints de stratification schisteux verdâtres, indurés par le métamorphisme. Au toit de ces quartzites (qui peuvent atteindre la centaine de mètres), on note parfois un placage calcaréo-dolomitique décimétrique de teinte orangée et à cassure blanche. Ce niveau pourrait représenter la séquence 1 de l'Anisien (BAUD et MEGARD-GALLI, 1975).

b) L'Anisien (cycle I)

Mis à part les placages calcaréo-dolomitiques précédemment cités, les dépôts attribués à l'Anisien ne sont jamais en contact avec les quartzites à faciès scythien. Ils sont représentés par, à la base, 2 m minimum de calcaires lités gris plus ou moins dolomitiques, généralement granuleux et assez friables. Ces derniers passent vers le haut à quelques dizaines de mètres de marbres gris à blancs, montrant un réticulum dolomitique jaune. C'est le faciès de la séquence 3 de l'Anisien moyen (niveau à oligoporelles et dentales de BAUD et MEGARD-GALLI, 1975), qui localement passe ici à des dolomies blanches à jaunes (séquence 4 ?).

Cette série est malheureusement prise en sandwich entre deux niveaux de cargneules jalonnant des accidents tectoniques. Pour cette raison, elle ne montre pas les classiques calcaires vermiculés de la séquence 2, qui prouveraient un âge anisien basal.

2) Le Trias moyen

a) Le Ladinien (cycle II)

Depuis les Rochers de la Fesse jusqu'au Bois du Coin (fig 62), affleure une puissante série carbonatée (80 à 100 m) dont l'attribution reste difficile. La coupe détaillée qui a été levée aux Rochers de la Fesse (fig 63) permet de diviser cette série en trois membres, dont la distinction reste cependant relative. Ce sont :

- à la base, une semelle essentiellement dolomitique, de teinte sombre et riche en brèches. Le niveau a de cet ensemble (fig 63) a déjà été décrit à la base du Ladinien inférieur (niveau 50) par A. BAUD et J. MEGARD-GALLI (1975).

- Une puissante formation de calcaires dolomitiques noirs, montrant une récurrence de dolomies grises qui témoignent sans doute de la faible profondeur de dépôt.

- Un membre dolomitique gris et blanc, dont les faciès rappellent fortement ceux du Ladinien terminal (séquences 7 et 8 de BAUD et MEGARD-GALLI, 1975). Malheureusement la recherche de faune dans ce niveau s'est avérée négative.

* Interprétation

Cette série montre à sa base (niveau a), et à son sommet (niveaux 6 et 8, fig 63), des faciès qui ont été décrits dans les coupes classiques du Ladinien Briançonnais (BAUD, MEGARD-GALLI, 1975 / JAILLARD, 1984 / DONDEY, 1986). Elle passe vers le haut à des sédiments dont les faciès rappellent ceux du Carnien basal (voir ci-dessous et fig 64). Dès lors, malgré l'absence de marqueurs paléontologiques et l'atypie de certains niveaux, il est tentant d'attribuer cette série au Ladinien. D'autant plus que F. ELLENBERGER (1958), avait déjà remarqué, au Mont de la Guerre (Nord de Champagny), que la Ladinien de Vanoise pouvait être franchement atypique. Il semble bien que ce soit le même cas pour les dépôts décrits ci-dessus.

b) Le Carnien (cycle IV)

En continuité stratigraphique avec les dolomies grises du sommet de la coupe précédente, apparaît une succession de dolomies olivâtres, de brèches dolomitiques et de schistes noirs dolomitiques (fig 64). La meilleure coupe de cette formation est située au pied des Rochers de la Pra, 400 m au NE de la Combe du Penet (alt. 3140 m, fig 62). Ici le contact avec les dolomies supposées ladinien est souligné par un enduit argilo-schisteux orangé, auquel succède une alternance de dolomies olivâtres à noires et de schistes dolomitiques olivâtres à cassure noire.

* Interprétation

Cette formation succède en continuité stratigraphique aux dolomies attribuées au Ladinien et concorde avec les descriptions faites par A. BAUD et J. MEGARD-GALLI (1975/1977) pour le cycle CIVa (Carnien inférieur probable). Pour ces raisons, nous attribuerons cette série au Carnien inférieur. L'absence des termes post-carniens du sommet de la coupe peut s'expliquer par l'existence de niveaux de gypses intercalés, ceux-ci représentant des plans de décollement préférentiels (MEGARD-GALLI, 1972 / BAUD, MEGARD-GALLI, 1975 / JAILLARD, 1984 / DONDEY, 1986).

II) LES LAMBEAUX D'ATTRIBUTION INCERTAINE

* Au pied des Rochers de la Fesse, emballés entre deux coussinets de cargneules, on retrouve des calcaires à zones siliceuses à faciès du Lias de type Grande Motte, dont l'épaisseur ne dépasse jamais quelques mètres. Au dessus du sentier des Erelles, ces calcaires sont en contact avec une formation bréchique dolomitique à ciment orangé et éléments dolomitiques gris. Cet affleurement est interprété comme une lentille de brèche à matériel triasique dans le Lias calcaire, ce qui implique que la zone de sédimentation de ces calcaires était proche d'un escarpement de faille actif.

* 150 m au NW de la falaise de quartzites triasiques de Plan Foirout (fig 62) affleure une formation carbonatée bréchique dont le faciès évoque les marbres du Malm type Ambin. Ce lambeau de série type Ambin repose en contact tectonique sur une très faible épaisseur de calcaires à zones siliceuses à faciès liasique.

* A l'extrémité Est de la fenêtre, au lieu-dit "les Rochers du Tuf", affleure une lentille de micaschistes gris type Arpont, à passées schisteuses noires, associée à des olistolites de dolomies blanches à faciès triasique et olivâtres à faciès rhétien qui passent stratigraphiquement à un ensemble calcschisteux qui rappelle les Schistes lustrés. Cette série chaotique évoque les faciès du Sénonien et/ou Paléocène des séries type Chevril de la région de Val d'Isère (JAILLARD et DEBELMAS, 1986), où l'on note d'épais niveaux reconstitués associés à des olistolites à la limite Marbres chloriteux/schistes noirs éocènes. Dès lors, dans la série décrite ici, les micaschistes gris pourraient représenter un tel socle reconstitué et les calcschistes siliceux sommitaux l'équivalent des Schistes noirs éocènes.

III) CONCLUSION

L'étude des sédiments affleurants dans la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard a permis de mettre en évidence:

1: une série Briançonnaise d'âge présumé Trias inférieur (Scythien) à Trias moyen (Carnien basal). Cette dernière est découpée par des accidents tectoniques jalonnés par des cargneules, et peut parfois montrer des faciès atypiques (Ladinien) qui amènent à rester très prudent quant à l'âge réel des sédiments qu'elle présente.

2: des lambeaux de calcaires à zones siliceuses du Lias type Grande Motte, de faible extension et dans lesquels on a remarqué un olistolite de Trias attestant de la proximité d'un escarpement de faille actif pendant leur dépôt.

3: des lambeaux d'une série type Ambin emballés dans des cargneules.

4: un lambeau d'une série type Chevril, montrant un socle reconstitué associé à des olistolites carbonatés mésozoïques. Cette série pourrait représenter un terme de passage entre les Marbres chloriteux (non visibles ici) et les calcschistes bruns terminaux.

Les sédiments observés dans la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard ont été attribués aux séries type Val d'Isère par E. DEVILLE (1987). Il nous semble difficile d'être aussi catégorique, principalement en raison du caractère très dilacéré des affleurements observés. Dans l'état actuel des connaissances, on peut uniquement remarquer que la majeure partie des sédiments observés dans cette fenêtre montrent les caractères d'une série Briançonnaise typique, d'âge trias inférieur à trias moyen. A titre d'hypothèse, on peut proposer que ces lambeaux triasiques représentent des fragments de la semelle de la nappe de la Grande Motte restés à la traîne lors des premiers charriages.

H) CONCLUSION A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

L'étude stratigraphique a permis de distinguer trois grands domaines paléogéographiques, traduisant l'évolution de ce secteur de la marge européenne du paléo-océan téthysien. Sur toute la surface étudiée, on peut distinguer trois types de séries.

1. Le type Mont Pelve - Réchasse, où le Dogger est directement transgressif soit sur les quartzites scythiens soit sur le socle de Vanoise méridionale (plateau du Pelve, chalets de Bellecombe). Ces séries non bréchiques témoignent du retour de la mer sur des paléoreliefs hérités de la distension liasique.

2. Le type Ambin, où les détritismes carbonatés et siliceux sont omniprésents. Les séries débutent le plus souvent avec des marbres bréchiques à faciès de Malm type Ambin, quand ce n'est pas par des faciès siliceux reconstitués ou des calcaires à zones siliceuses attribués au Dogger. Elles sont généralement décollées de leur substratum originel, sauf dans le complexe d'Entre-deux-Eaux, où il semble bien que la série mésozoïque bréchique de l'unité des Lombards surmonte stratigraphiquement la couverture paléozoïque d'un socle type Arpont.

Cependant, on propose dans le chapitre II (p.), de voir dans ces séries bréchiques type Ambin l'ancienne couverture stratigraphique de l'unité de socle supérieure, décollée de ce dernier par les premiers mouvements tectoniques alpins. Cette unité de socle supérieure aurait donc représenté jusqu'à la fin du Dogger une zone haute, s'apparentant ainsi aux séries type Pelve/Réchasse. Au début du Malm, ces séries reçoivent des apports détritiques carbonatés et siliceux qui permettent de les rapprocher des séries de type Ambin.

3. Le type Grande Motte, caractérisé par l'intercalation d'un épais Lias calcschisteux, au sein d'une série typiquement briançonnaise. Ces dépôts témoignent de la formation, lors du rifting liasique, d'un fossé intrabriançonnais, qui sera soulevé, parfois jusqu'à l'émersion, à la fin du Lias/début du Dogger (DONDEY, 1986).

Ces trois types sédimentaires retrouvés dans la partie interne de la Vanoise méridionale, permettent de retracer l'évolution paléogéographique d'un secteur interne de la plate-forme briançonnaise.

a) La période pré-rift (Trias inf./Trias sup.)

C'est avec le dépôt des grès épivarisques que, dès le Trias inférieur, s'installe un régime de plate-forme stable, avec cinq grands cycles sédimentaires. La plate-forme carbonatée à proprement parler, débute au Trias moyen et va rester remarquablement stable et étendue jusqu'à la fin du Ladinien.

Au Carnien, une crise tectonique distensive va amener la sédimentation de nombreuses brèches, ainsi que de niveaux évaporitiques. Cet épisode de rifting précoce avorte dès la fin du Carnien, ce qui permet la sédimentation sous faible tranche d'eau d'une épaisse dalle dolomitique (Norien), qui témoigne du retour à une grande stabilité de la plate-forme. Les dépôts suivants (Rhétien) annoncent le début du rifting liasique.

b) La période syn-rift (Lias/Dogger inf.)

Le rifting liasique va amener l'individualisation des grands domaines paléogéographiques. Dans la partie occidentale du terrain étudié, il induit une forte surrection de l'ancienne plate-forme briançonnaise, à laquelle succède une érosion qui décape la série triasique et peut atteindre le socle. Dans la partie médiane, il crée un fossé d'effondrement où, durant tout le Lias, vont s'accumuler des dépôts marins (fossé de la Grande Motte). Dans la partie orientale, on retrouve des séries réduites (complexe de la Rocheure, refuge de la Femma), témoignant de l'existence de paléoreliefs, hérités de l'épisode de rifting.

c) La période d'ouverture océanique (Dogger moy./Crét. inf.)

C'est l'évènement classique d'effondrement de la marge européenne de la Téthys ligure, qui instaure un régime de sédimentation pélagique.

Dans les séries de type Pelve/Réchasse et Grande Motte, cette période est marquée par la transgression des calcaires du Dogger sur une paléotopographie accidentée, héritée de la distension liasique.

Dans les séries de type Ambin, cet épisode se traduit par de nombreux apports détritiques carbonatés, parfois siliceux, dans les sédiments jurassiques. Le caractère pélagique des sédiments du Malm amène à envisager une assez grande profondeur de dépôt. Cependant, dans certains cas (unité des Lombards), la présence d'horizons dolomitiques indiquerait des conditions de sédimentation très peu profondes.

d) La période de fermeture océanique (Crétacé sup./III)

Dans les séries de type Pelve/Réchasse et Grande Motte, elle se traduit par la classique succession: Marbres chloriteux, schistes noirs éocènes. Ces derniers précèdent les premières manifestations de la tectonique alpine compressive.

Dans les séries de type Ambin, il est fréquent de rencontrer, associé aux Marbres chloriteux, un détritisme parfois carbonaté et surtout siliceux fin qui reconstitue les faciès dont il est issu. Ce détritisme peut être interprété comme le témoin de l'instauration d'un régime compressif dès cette époque (JAILLARD, 1987), impliquant le soulèvement et donc l'érosion de certains reliefs fraîchement apparus.

I) RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Les trois grands types sédimentaires définis dans l'étude stratigraphique, permettent de compléter le schéma paléogéographique de la Vanoise méridionale déjà proposé par les auteurs précédents (JAILLARD, 1984 / BROUDOUX, 1985 / JAILLARD et al, 1985 / DONDEY, 1986 / DEVILLE, 1986a/1986b/1987).

1) Morphologie du fossé liasique de la Grande Motte (fig 66)

H. DONDEY (1986) a précisé que la bordure externe du fossé était gouvernée par une série d'escarpements de failles, à regard interne. La bordure interne, quant à elle, montrerait une morphologie différente et le fossé de la Grande Motte semble se présenter comme un demi-graben à regard interne, dont l'extension reste très difficile à définir. On peut cependant remarquer que la nappe de la Grande Motte ne réapparaît plus au Nord de Tignes, ce qui semble indiquer que ce fossé était limité longitudinalement.

2) Position des séries mésozoïques (fig 65 et 66)

a) les séries réduites de type Vanoise occidentale interne, bordure externe du fossé de la Grande Motte

- Les séries de type Pelve/Réchasse représenteraient la bordure externe du sillon de la Grande Motte (JAILLARD et al, 1986/ DONDEY, 1986). Ces derniers auteurs ont déjà remarqué que l'érosion anté-jurassique du substratum siliceux était croissante vers l'Est. Dès lors, il se pourrait bien que les séries des torrents de la Letta et de Plan Gressan, où le Dogger est transgressif sur le socle, représentent le prolongement vers l'Est, ou le Nord-Est, des séries du massif Pelve/Réchasse.

b) les séries bréchiques situées sur la bordure interne du fossé de la Grande Motte

- Les séries bréchiques du complexe de la Rocheure et du refuge de la Femma, viennent chevaucher les calcschistes liasiques de l'unité de Pierre Brune. Elles devaient donc représenter la bordure interne du fossé liasique de la Grande Motte et pourraient éventuellement constituer un équivalent, vers le Nord, de la bordure occidentale du massif d'Ambin. Il y a là un nouvel argument en faveur de la nature intrabriançonnaise de ce fossé.

c) les séries bréchiques à position incertaine

- Les séries bréchiques de Chasseforêt, du plateau du Pelve, du Plan du Lac et du complexe d'Entre-Deux-Eaux, sont chevauchées par la nappe de la Grande Motte. Elles sont interprétées comme la couverture autochtone de l'unité de socle supérieure et reposeraient donc stratigraphiquement soit sur le Dogger transgressif, soit directement sur le socle.

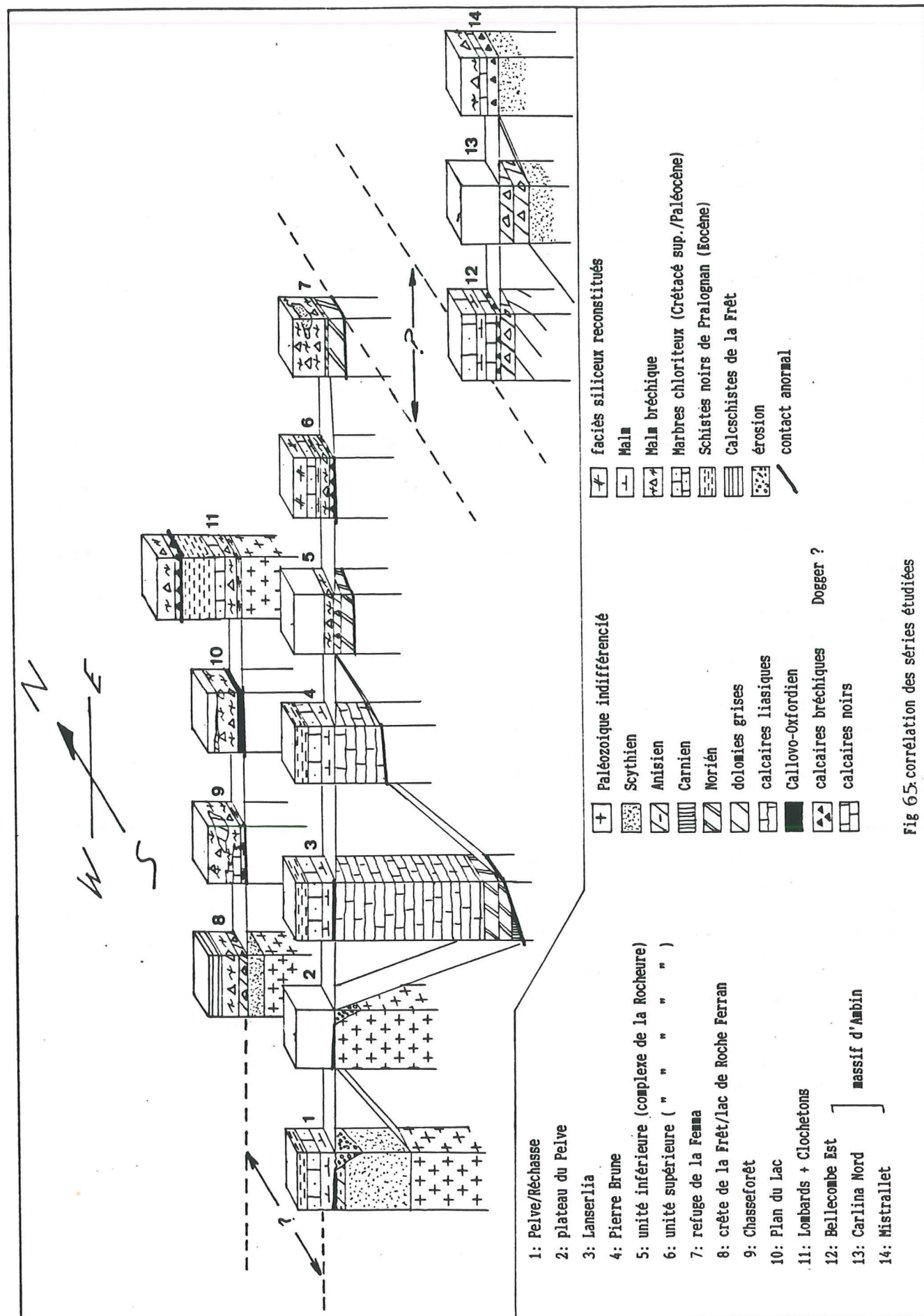
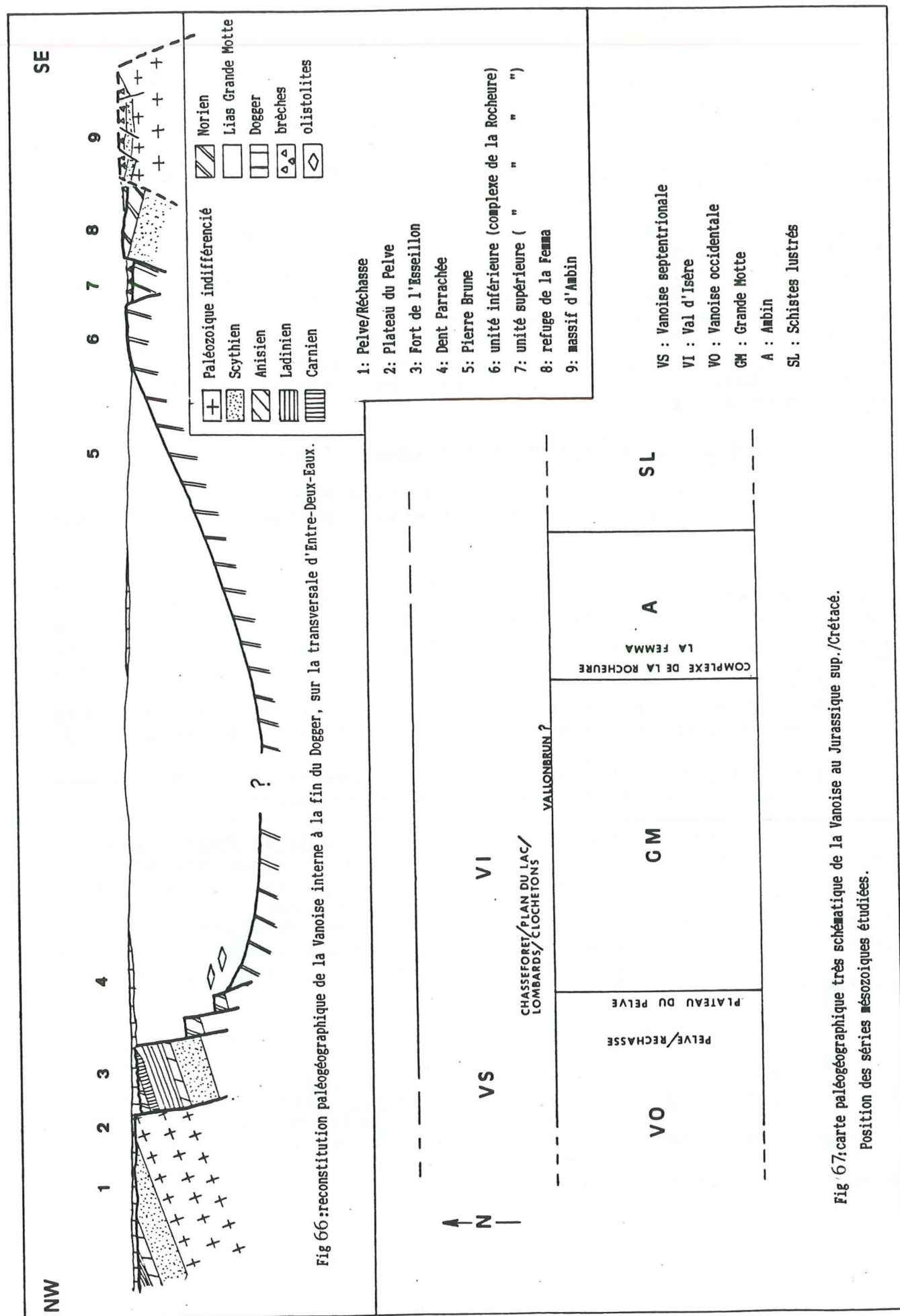


Fig 65. corrélation des séries étudiées



Leur position par rapport au fossé de la Grande Motte reste difficile à définir précisément. En effet, dans l'éventualité où elles représenteraient la bordure externe de ce fossé, comment expliquer que cette zone haute pendant la période Lias/Dogger accepte brutalement un fort détritisme dès le début du Malm, alors qu'à la même époque les sédiments du bloc Pelve/Réchasse et de la Grande Motte sont dépourvus d'un tel détritisme. Cela impliquerait que, dès la fin du Dogger, cette ancienne zone haute ait perdu son caractère spécifique pour être noyée sous un important détritisme carbonaté et siliceux fin, mais dont l'origine n'apparaît pas clairement.

Une autre solution serait d'envisager que ces séries bréchiqes type Ambin, bien que constituant une bordure relativement proche du fossé de la Grande Motte, en aient été séparées par un haut fond. Un témoin de l'existence de ce dernier pourrait d'ailleurs être la série du torrent de Vallonbrun (cf. p.) où l'on observe une très faible épaisseur de Malm (1 à 2 m) et parfois une lacune des Marbres chloriteux.

D'autre part, si l'on s'intéresse aux études effectuées plus au Nord que mon secteur, on remarque que ces faciès bréchiqes du Malm et Crétacé supérieur sont abondants en Vanoise septentrionale (JAILLARD et DEBELMAS, 1986 / JAILLARD, 1987 / DEVILLE, 1987) et se développent jusque dans le Val d'Aoste et le massif du Ruitor (BAUDIN, *rens. oral*). Dès lors, vu que le fossé liasique de la Grande Motte semble limité longitudinalement, on peut se demander si, dès le début du Malm, n'apparaît pas une zone paléogéographique très étendue au nord de ce dernier (fig 67). Cette zone se caractériserait par des séries réduites, très riches en brèches post-liasiques, traduisant peut-être la persistance et/ou l'apparition à cette époque de reliefs sous-marins soumis à une forte érosion, à la suite de mouvements tectoniques le long d'escarpements de failles actifs (basculements de blocs ?). Inversement, on pourrait situer le massif d'Ambin et ses annexes à l'Est ou au SE du fossé.

En tout cas, il est remarquable de constater que la plupart de ces séries riches en brèches au Malm montrent également un détritisme siliceux fin au Crétacé supérieur. Ce type de détritisme, déjà décrit en Vanoise septentrionale (JAILLARD et DEBELMAS, 1986) ne serait plus dû à des écroulements brutaux au pied d'escarpements de failles, mais plutôt à des écoulements de types "mud-flows" le long de pentes, évoquant ainsi un dispositif de cône détritique sous-marin (JAILLARD, 1987).



CHAPITRE IV

ETUDE STRUCTURALE

A) INTRODUCTION

Au moyen de l'analyse des grandes et des petites structures observées sur le terrain étudié, je me suis efforcé de reconnaître les grandes étapes de déformation, et d'intégrer l'ensemble dans un modèle d'évolution tectonométamorphique des Alpes. Ceci au moyen d'une analyse cartographique des figures d'interférences dues à la superposition de deux phases de plissement, appuyée par l'analyse microstructurale à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince.

Les quatre phases tectoniques majeures retrouvées sur le terrain étudié se sont exprimées de façon inégale suivant les secteurs considérés. Les caractéristiques propres à chaque épisode tectonique seront donc détaillées dans les secteurs où elles sont le mieux exprimées et par là même les plus significatives.

Les déformations successives seront abordées dans leur ordre chronologique d'apparition, de la plus ancienne vers la plus récente et on utilisera la nomenclature suivante:

Dx : Déformation x, qui englobe toutes les structures apparues lors d'une même phase de déformation (plis, cisaillements, schistosité, linéations, métamorphisme associé).

Px : plis x, qui définit les différentes phases plicatives affectant l'édifice structural.

Méthode d'étude des figures d'interférences de plis

La superposition de deux phases de plissement amène l'apparition en carte, ou à l'affleurement, de figures d'interférences dont l'étude peut permettre de retracer une chronologie de plissement, voire de retrouver les directions originelles des plis précoces (RAMSAY, 1967 / THIESSSENS et MEANS, 1980 / THIESSSENS, 1986).

Les trois types d'interférences (fig 68)

Type 1 : formation de "boîtes à oeufs" ("domes and basin"), seule la charnière du pli 1 est reprise par la déformation 2, le plan axial 1 n'est pas replissé.

Type 2 : formation de croissants et de vagues sinueuses ("cressant and sine wave"). Dans ce cas, à la fois la charnière et le plan axial du pli 1 sont replissés par les plis 2. Il existe des figures d'interférences intermédiaires entre les types 1 et 2 (type 1-2 de RAMSAY, 1967 / "triangular refold" de THIESSSENS et MEANS, 1980), qui traduisent la transition entre les figures d'interférences de type dômes et bassins et celles de type croissant.

Type 3 : formation de crochets et de vagues sinueuses, la charnière 1 reste rectiligne, les plans axiaux 1 sont replissés par les plis 2.

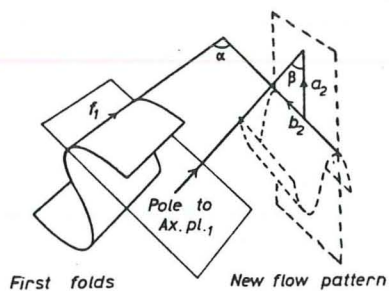
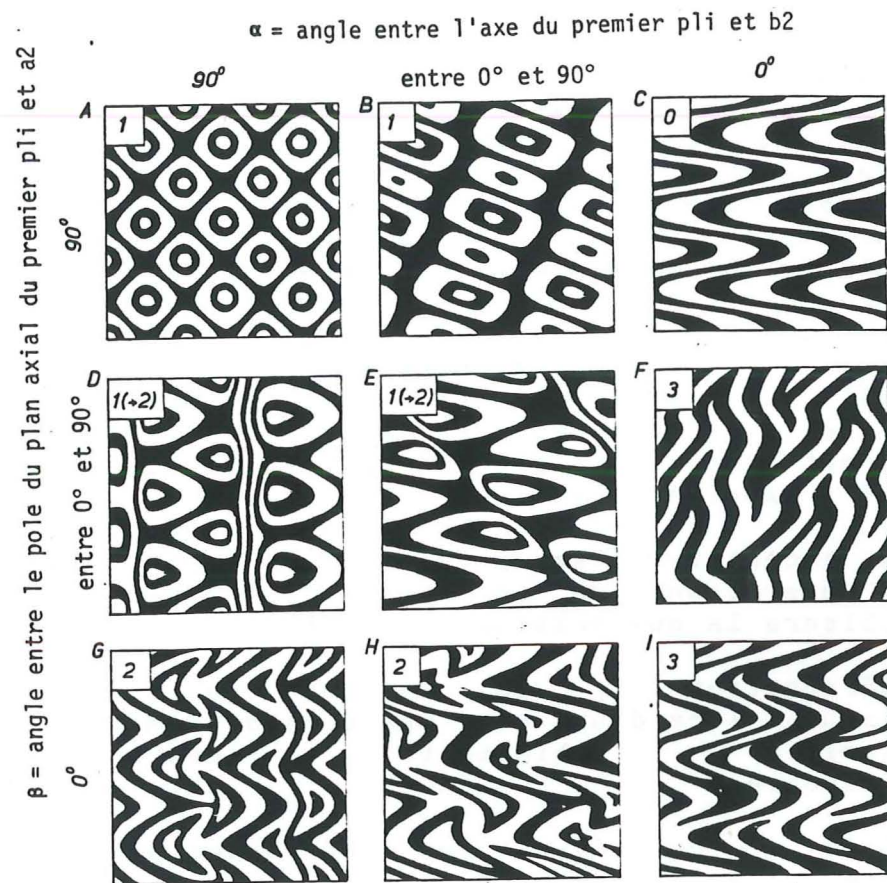


Fig 68a : définition des angles α et β dans un système de plis superposés.

Fig 68 : différents types de figures d'interférences de plis en deux dimensions et leur dépendance des angles α et β (voir fig 68a). Quand $\alpha = 0$ et $\beta = 90$ (C), les deux structures plissées ont des plans axiaux et des axes parallèles, il n'y a donc aucune figure d'interférence caractéristique. Toutes les autres variations de α et β amènent des interférences de type 1, 2, 3 ou transitionnelles (D et E), d'après RAMSAY (1967).

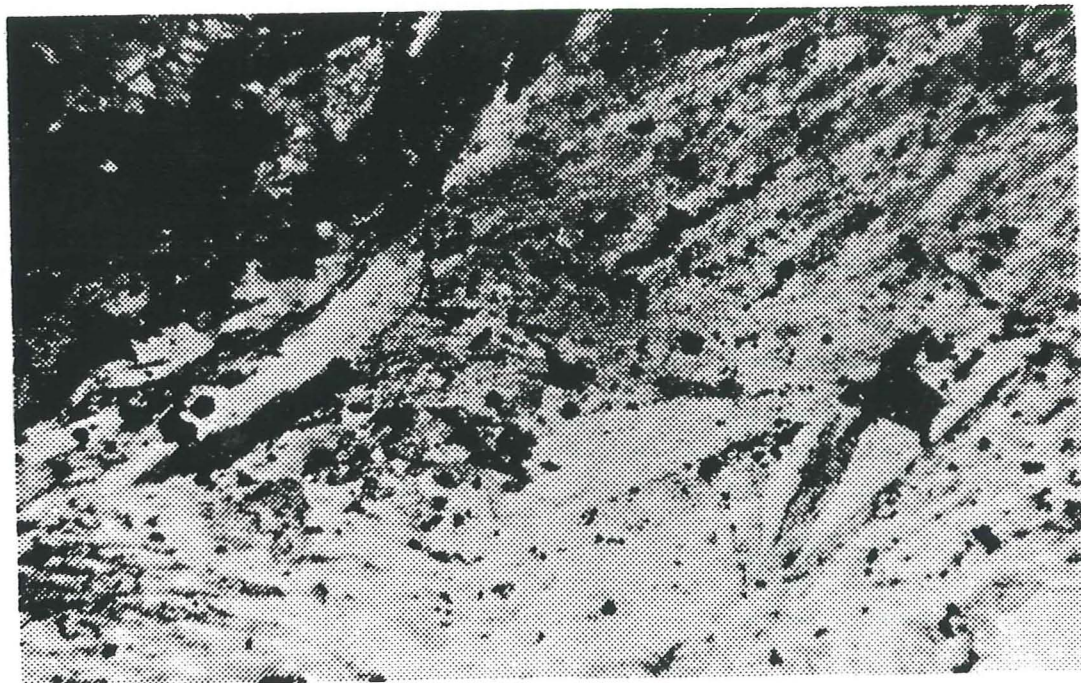


Fig 69; glaucophanes cristallisés en gerbes dans les micaschistes gris du socle (d'après photo de lame mince)

Cette classification repose sur une hypothèse simplificatrice où les plis sont concentriques et isoclinaux et les glissements couche sur couche négligés. Il est certain que, dans la réalité, des paramètres comme la différence de compétence entre certains niveaux d'une même formation, ou l'anisotropie de certains éléments de la roche viennent influencer la géométrie des structures replissées (THIESSENS, 1986). WATKINSSON (1981) a démontré que la forme originelle des plis 1 jouait un grand rôle sur les figures d'interférences obtenues par la superposition d'une deuxième phase plicative. Si les plis 1 sont concentriques et ouverts, on aboutit à des interférences de type 1 ; s'ils sont isoclinaux, on obtient des interférences de type 2.

Sur le terrain étudié, quatre directions privilégiées de plissement se sont exprimées. Il semble donc difficile de pouvoir étudier les figures d'interférences qui en sont les témoins puisque la seule superposition de deux phases plicatives amène pratiquement une infinité de figures, en fonction de l'orientation de la section en deux dimensions au sein d'une structure en trois dimensions (THIESSSEN, 1986).

Cependant, il semble probable qu'une roche déjà structurée par deux phases plicatives résiste fortement à une ou plusieurs compressions ultérieures, suffisamment en tout cas pour conserver des figures d'interférences caractéristiques des deux premières phases plicatives. D'autant plus qu'au cours de la succession des déformations les conditions de pression et température diminuent.

B) CARACTERES DES DIFFERENTES DEFORMATIONS

Sur le terrain étudié, on retrouve la trace de 4 grandes étapes de déformation mésoalpines. Ces déformations nous ont paru être facilement interprétable dans le modèle tectonométamorphique d'évolution des Alpes de J.P. PLATT (1986 / 1987) pour ce qui est de leur contexte métamorphique et structural.

1) Chronologie et principaux caractères des déformations

Précédant toute phase cinématique, l'histoire tectonométamorphique de la Vanoise débute par une phase de métamorphisme HP/BT, dont l'apex est estimé, dans le socle, à 10 kbar et 300° à 320° (BOCQUET et al., 1974 / GOFFE, 1982). Il montre, dans le socle, des faciès à glaucophane, jadeite et quartz, et dans la couverture, à Fe/Mg et carpholite-chloritoïde (GOFFE, 1982). De telles conditions de pression et température correspondent à un enfouissement à plus de 20 km, de roches actuellement à l'affleurement, le long d'un plan de subduction classiquement considéré comme à pendage Est (BOCQUET, 1974 / GOFFE, 1982 / PLATT, 1986/1987).

L'indice le plus évident des fortes pressions enregistrées par le socle et la couverture de Vanoise méridionale, est la cristallisation du glaucophane en gerbes (fig 69), qui, par endroit, est rétrotransformé en chlorite par le faciès schiste vert qui va suivre. Il est important de remarquer que l'on a deux phases de cristallisation de glaucophane : une première qui ne peut être reliée à aucune déformation encore reconnaissable et une seconde qui est liée à la première phase de déformation (PLATT et LISTER, 1978).

D1 : les premières déformations synschisteuses

Cette première phase cinématique, intervenant après l'apex du métamorphisme schiste bleu et génératrice de la foliation régionale dans une ambiance très ductile, pourrait être synchronique de la remontée des assemblages métamorphiques dans le prisme d'accrétion tectonique de J. P. PLATT (1987).

A l'échelle cartographique, j'ai attribué à D1:

* l'empilement d'unités d'origine paléogéographique différente. Le contact basal des nappes étant souligné soit par une bande de cargneules, soit par une zone de mylonites lorsqu'il s'agit d'un écaillage dans le socle (accident du lac de l'Arpont, cf p. 134).

* un boudinage d'échelle hectométrique de lambeaux de la série de la Grande Motte (plateau du Pelve, cf p. 137), qui traduit un étirement orienté NW/SE, lors de la mise en place des nappes.

* des plis-nappes d'axe probablement NNE/SSW, déversés vers l'Ouest, dont les flancs inverses très étirés évoluent parfois vers des cisaillements plats (Plan du Lac, cf p. 114). Ces plis précoces peuvent reprendre les contacts de nappes qui appartiennent pourtant à la même phase.

A l'échelle de l'affleurement, j'ai attribué à D1:

* une réorientation des baguettes de glaucophane cristallisées en grande partie lors du métamorphisme HP/BT anté D1. Cette linéation à glaucophane témoignerait d'une direction de transport des nappes vers le NW pour PLATT et LISTER (1978/1985a/b), tandis que pour GOFFE (1982), ce serait une direction de transport vers le SE et de phase 3.

* une foliation métamorphique (F1), dans le faciès schiste vert à glaucophane (HP), qui transpose la stratification originelle des sédiments et s'exprime à l'échelle régionale (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b / DONDEY, 1986 / DEVILLE, 1987).

D2 : La phase plicative transverse

C'est une déformation synmétamorphique (faciès schiste vert) essentiellement plicative, qui structure fortement le massif selon des plis d'axes N80 à N120, déversés vers le Nord. On la retrouve dans toute la Vanoise et les auteurs précédents ont déjà montré qu'elle pouvait être interprétée comme le résultat d'un cisaillement simple dirigé vers le Nord (PLATT et LISTER, 1985b / DONDEY, 1986).

A l'échelle cartographique D2 s'exprime par de grands plis penniques, à plan axiaux subhorizontaux, dont la superposition avec les plis P1 donne des figures d'interférences de type 2 dans la classification de RAMSAY (1967) (Pointes de Pierre Brune, p. 128)

A l'échelle de l'affleurement, D2 apparaît très pénétrative et intervient sous un faciès schiste vert typique, qui serait consécutif à un relâchement des pressions et une augmentation de température, due à un réajustement du gradient géothermique, lors de la remontée des roches dans le "prisme d'accrétion tectonique" (PLATT, 1986/1987). Cette déformation s'exprime par:

* des microplis d'axe transverse, déversés vers le Nord, à flancs inverses très étirés et aplatis, qui traduiraient une fermeture progressive de ces plis au cours du cisaillement qui les a initié (PIJOLAT, 1978 / QUINQUIS, 1980).

* une très forte schistosité de crénulation (S2), plan axial des plis 2 (Plan du Lac, cf p. 117).

* une foliation (F2) dans le faciès schiste vert, qui apparaît dans les zones les plus déformées.

D3 : Le rétrocharriage

La déformation 3 prend place après l'apex du métamorphisme schiste vert, qui se caractérise par la cristallisation de porphyroblastes d'albite et de biotites vertes (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b). Cette phase de rétrocharriage, postmétamorphique, semble s'être déroulée selon deux étapes, à la suite d'une augmentation du taux de déformation dans un même continuum cinématique.

1° première étape (D3a)

A l'échelle cartographique

* des plis d'axes subméridiens, formant, dans la partie inférieure de l'édifice de nappe, de larges voissures ou ondulations, sans direction de déversement particulière (Plan du lac, Pointes de Pierre Brune, plateau du Turc, cf p. 123), et dans la partie supérieure de l'édifice de vastes plis-nappes déversés vers le Sud-Est (Pelve, cf. p. 142).

A l'échelle de l'affleurement

* des microplis d'axe N 160 à N 30, déversés vers l'Est ou le SE, associés à une linéation de crénulation peu pénétrative qui ondule le plan de foliation principal (F1 ou F2).

2° deuxième étape (D3b)

Puis une augmentation du taux de déformation va amener la réorientation des directions méridiennes, surtout dans les parties inférieures de l'édifice de nappes (?). Cette réorientation serait consécutive au rétrochevauchement de certaines unités vers l'intérieur de la chaîne (PLATT et LISTER, 1985b). Sur le terrain étudié, ceci se traduit par:

* dans le socle de l'Arpont, des microplis et une crénulation d'axes E-W et vergence Sud (fig 95, p.143).

* des plis centimétriques à hectométriques d'axe N 70 à N 110, déversés vers le SE (Coëtet/Chavière, cf p.121).

* des cisaillements vers l'Est ou le Sud-Est, ayant certainement fait rejouer les accidents précoces de D1 (Mont Pelve, plateau du Pelve, cf p.144) et dans lesquels on peut retrouver des crénulations d'extension (Extensional Crenulation Cleavage, PLATT et VISSER, 1980), dont le sens de cisaillement indique un transport vers le Sud-Est (PLATT et LISTER, 1985b).

* un mégaboudinage des niveaux triasiques de la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard (cf. p.152).

D4 : Le bombement tardif du massif

Cette dernière phase de déformation amène un bombement du socle de Vanoise méridionale, sous la forme d'un vaste anticlinal, grossièrement orienté NNE/SSW qui s'ennoie au NE sous la Grande Casse. Cette vaste voûture, reprend tout l'édifice de nappe et est certainement à l'origine du basculement de la foliation principale vers l'Est. A ce bombement, sont associées des fractures tardives à rejet vertical (Pensamen, ruisseau de Chavière).

C) STRUCTURE DE LA REGION DU PLAN DU LAC

I) INTRODUCTION

L'étude structurale la plus récente dont on dispose sur ce secteur est due à DEVILLE (1987). Pour cet auteur, cette région est le témoin de grands chevauchements tardifs, vers l'WNW, peu déformés et qui seraient responsables du charriage des unités de Vanoise orientale sur l'unité de l'Arpont (p 193).

L'étude structurale qui suit permet de proposer une autre interprétation de cette région, qui apparaît comme un secteur clé pour la compréhension de l'évolution tectonométamorphique du massif de Vanoise méridionale. En effet, on y retrouve les quatre grandes phases de déformation alpine, dont les caractères ont déjà été précisés dans le paragraphe B (p.103).

Il convient, tout d'abord, de rappeler les différentes unités structurales empilées dans cette région. Ce sont, de bas en haut (fig 70):

1) Le socle et la série du Plan du Lac

On ne peut dissocier ces deux ensembles car il est probable que la série du Plan du Lac représente l'ancienne couverture adhérente du socle affleurant au Plan du Lac (cf. p.46).

Cette unité est charriée sur le socle de l'Arpont (DEVILLE, 1987) et malgré la mauvaise qualité d'affleurement (fig 72), on peut remarquer que le socle est plissé avec les unités structurales qu'il supporte (fig 71).

2) L'unité de Lanserlia

Elle appartient à la nappe de la Grande Motte et on peut la suivre depuis le Coëtet au Sud, où elle montre sa semelle triasique, jusqu'au plateau du Turc au Nord-Est, où c'est la série mésozoïque à cénozoïque terminale qui est bien visible.

Au niveau du Plan du Lac, elle repose tectoniquement sur l'unité précédente et le Lias réapparaît localement à la faveur de plis (chalets de Pensamen, fig 70).

3) La nappe des gypses

Elle jalonne le contact basal des Schistes lustrés, mais est également injectée dans les accidents qui délimitent les contacts entre les différentes unités sous-jacentes. Cette nappe des gypses ne s'exprime que rarement sous sa forme originelle (gypse et anhydrite) et est généralement représentée par des cargneules. Elle a servi de niveau lubrificateur, permettant par sa nature le déplacement des nappes lors des compressions alpines.

4) La nappe des Schistes lustrés

Elle semble "flotter" sur les unités précédentes puisqu'elle ne montre actuellement aucune relation visible avec l'édifice plissé qu'elle surmonte. On peut invoquer le jeu de l'érosion pour expliquer ceci puisque plus au Nord (DEVILLE, 1987) et au Sud-Est (fenêtre de Lanslevillard), les Schistes lustrés sont plissés avec les unités qu'ils chevauchent.

II) MISE EN EVIDENCE DES DEFORMATIONS

1) La phase précoce D1

a) structures majeures

Cette phase précoce est responsable de l'empilement tectonique des différentes unités structurales, ainsi que du plissement de ces dernières selon de grands plis subméridiens, déversés vers l'WNW, responsables de la morphologie actuelle du Plan du Lac.

a.1) les contacts précoces

Le contact entre les différentes unités est rarement visible dans ce secteur. Lorsqu'on peut l'observer, il est marqué par des cargneules et reste donc difficilement analysable. La direction de transport des différentes unités ne peut ainsi être déduite de l'étude de ces contacts. Dès lors, leur attribution à la phase D1 est déduite de leur relations avec les plis P1.

a.2) les plis majeurs

* mise en évidence de plis P1 au Plan du Lac

Une coupe transversale de ce secteur (fig 71) met en évidence des redoublements de la série permienne et du socle, avec la superposition de flancs normaux et inverses. Cette série antétriasique affleure en lambeaux généralement allongés selon une direction subméridienne (N 30). L'étude du panorama (fig 72) montre que ces pointements de socle et de permien forment des ressauts dans la topographie, séparés par des dépressions allongées dans une même direction. D'autre part, on remarque également des lambeaux de la série liasique de l'unité de Lanserlia, pincés dans les micaschistes gris du socle (fig 70) et toujours alignés selon une direction N 30.

Cette architecture est interprétable comme la trace d'un plissement précoce P1, responsable de redoublements du socle, du Permien et du lambeaux de Lias de l'unité de Lanserlia, au niveau des chalets de Pensamen (fig 70). Bien qu'ils montrent une direction axiale semblable aux plis P3, on ne saurait confondre ces plis précoces avec ceux, tardifs, de la phase de rétrocharriage. En effet, le déversement des plis et la polarité des couches dans leurs flancs définissent une vergence vers l'WNW et, d'autre part, la phase de rétrocharriage n'a provoqué ici qu'un redressement des structures antérieures.

Dans une telle hypothèse, la masse de cargneules que l'on peut suivre depuis le parking de Bellecombe jusqu'aux chalets de Pensamen (fig 70) pourrait jaloner une charnière antiforme (fig 71). De même, les dépressions délimitant les pointements allongés de socle et de Permien pourraient s'expliquer par la présence de gypse (ou de cargneules), jalonnant le contact de base de l'unité de Lanserlia et réapparaissant dans ces dépressions à la faveur de plis P1. Ceci semble être vérifié au Trou du Chaudron, où l'effondrement en "doline" du socle pourrait être dû à la dissolution de gypse en profondeur.

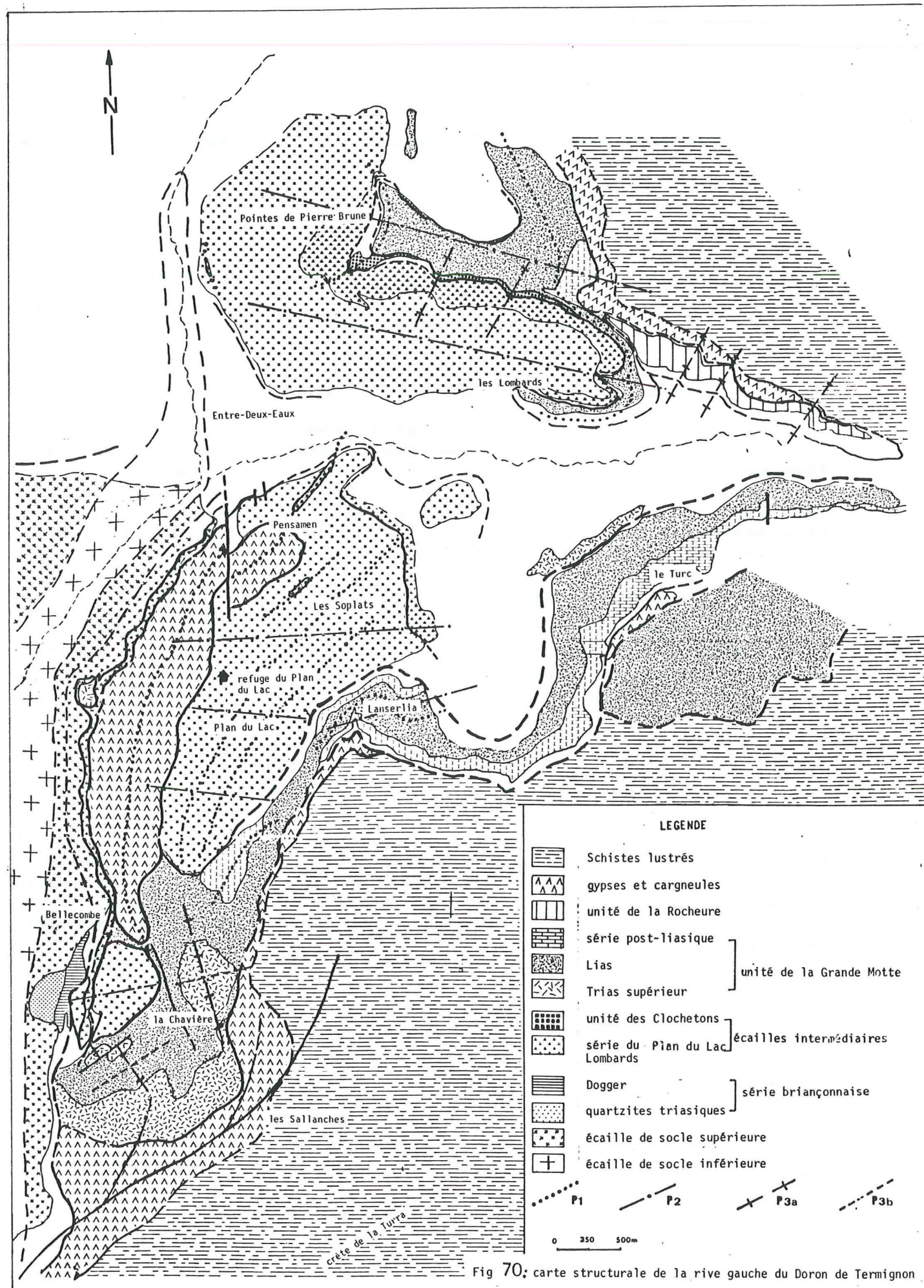


Fig 70: carte structurale de la rive gauche du Doron de Termignon

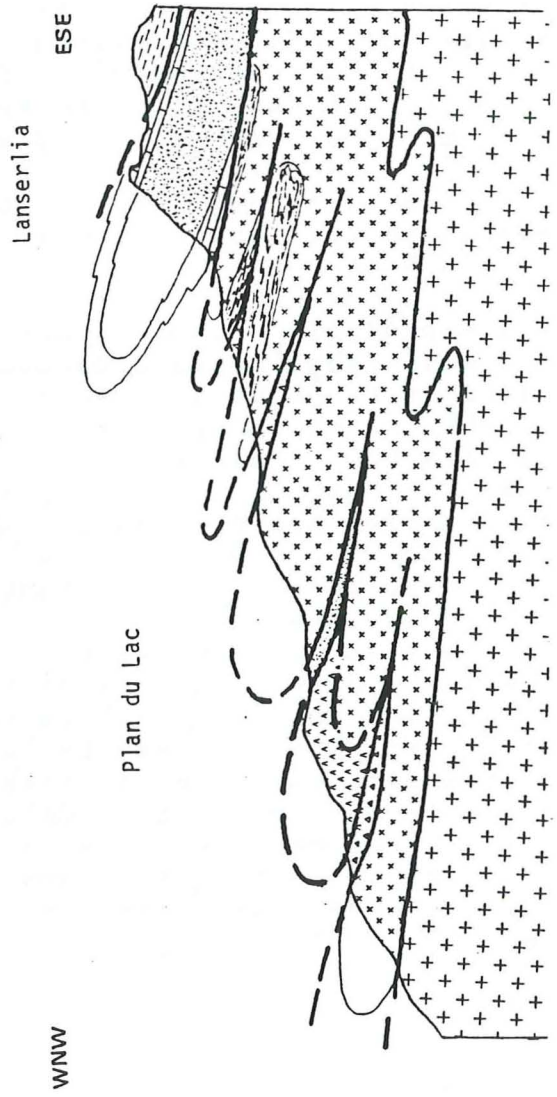


Fig 71: mise en évidence des plis P1 au Plan du Lac.

- Schistes Lustrés
- Cargneules
- Malm/Crétacé/Eocène
- Lias
- Série du Plan du Lac
- Paléozoïque
- socle (écaïlle supérieure)
- socle (écaïlle inférieure)

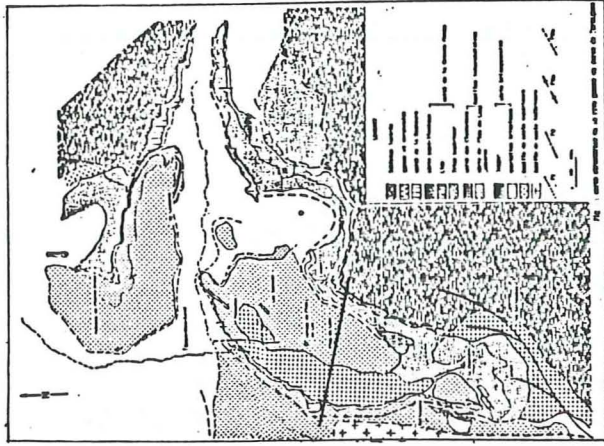
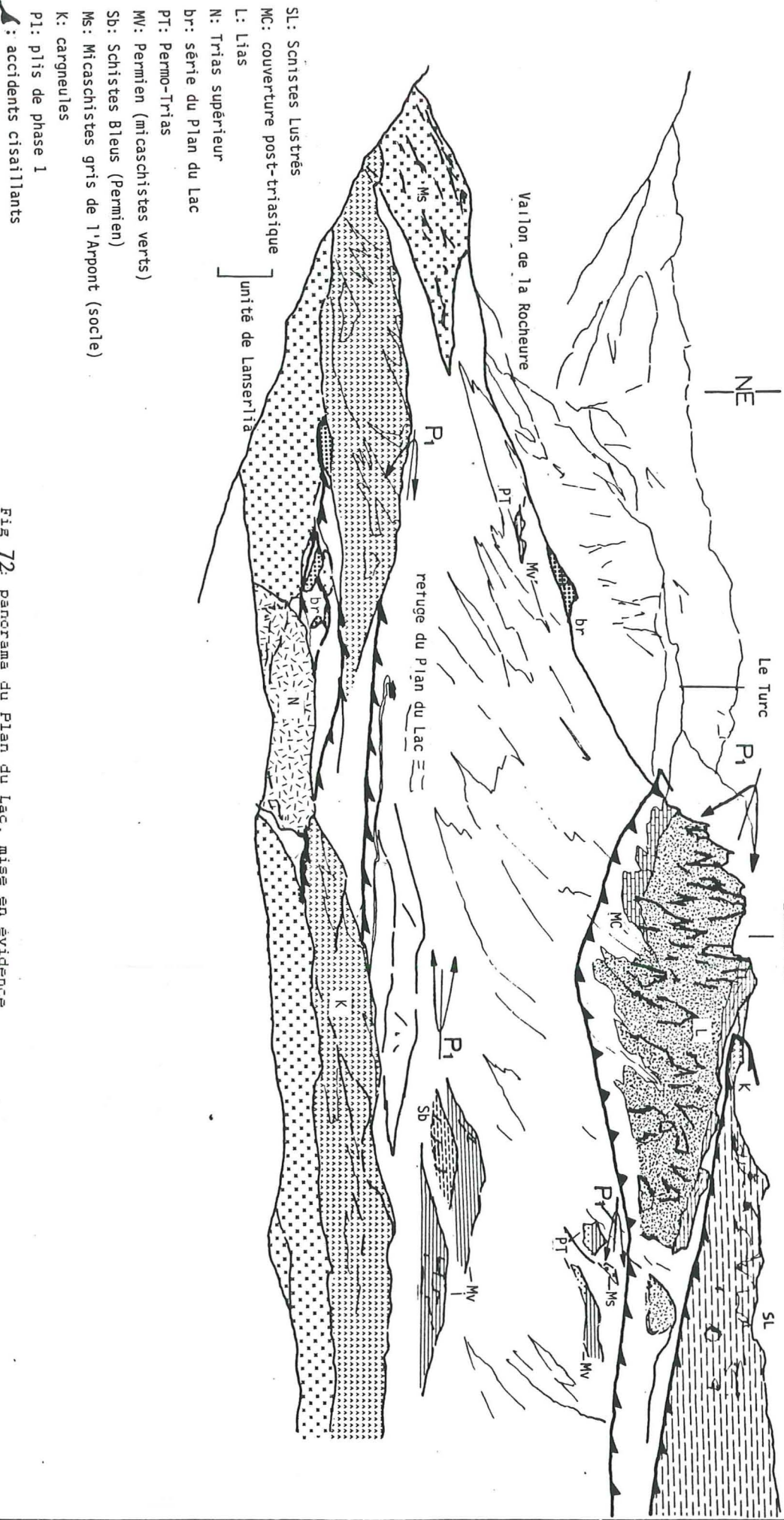


Fig 72: panorama du Plan du Lac. mise en évidence des plis P1.



- SL: Schistes Lustrés
- MC: couverture post-triasique
- L: Lias
- N: Trias supérieur
- br: série du Plan du Lac
- PT: Permo-Trias
- MW: Permien (micaschistes verts)
- Sb: Schistes Bleus (Permien)
- Ms: Micaschistes gris de l'Arpont (socle)
- K: cargneules
- P1: plis de phase 1
- : accidents cisailants

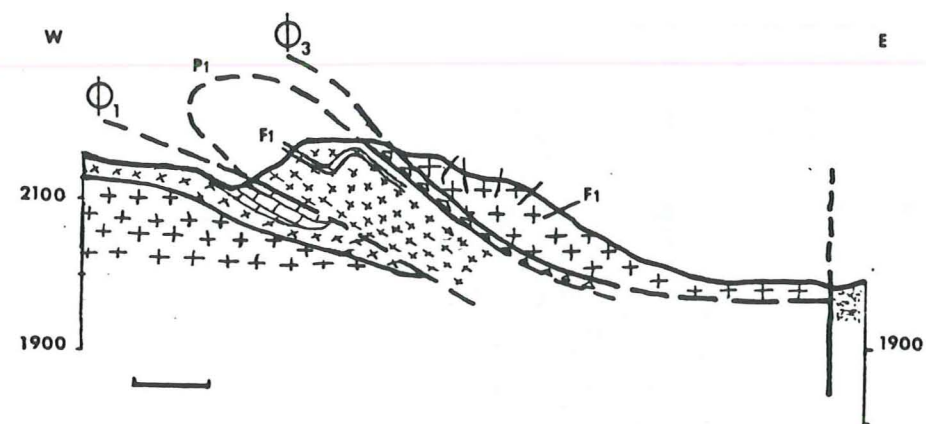


Fig 74: coupe géologique au chalets de Bellecombe (Plan du Lac).

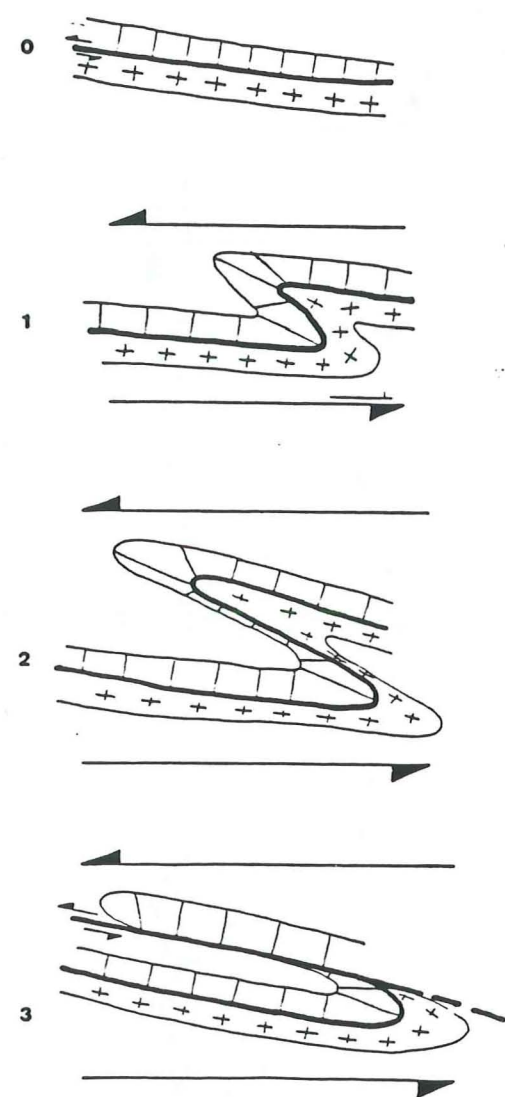


Fig 75 : formation des plis P1 dans un régime en cisaillement simple.

- légende : 0 : mise en place des nappes
 1 : formation des plis P1, qui reprennent les contacts de nappe.
 2 : fermeture progressive des plis et étirement des flancs inverses.
 3 : rupture des flancs inverses, réactivation des cisaillements précoces.

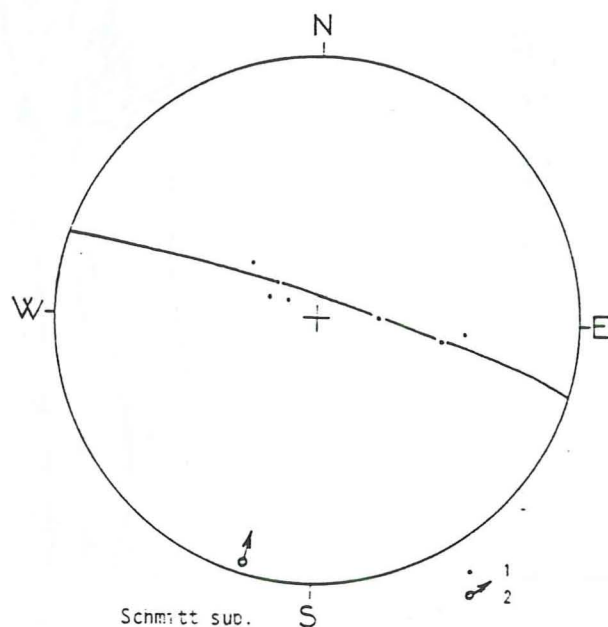


Fig 73: construction d'un axe de pli P1 dans les micaschistes gris du socle (Plan du Lac).

1: pole de la foliation F1. 2: axe de pli P1 construit.

* mise en évidence de plis P1 au Coëtet

A 200 m au NNW de la butte du Coëtet, on retrouve le socle et la série du Plan du Lac qui lui est associée (fig 70). Cette unité chevauche le socle de l'Arpont, qui supporte ici une couverture carbonatée apparemment adhérente (cf. p.), et est chevauché par une écaille "flottante" de micaschistes gris de l'Arpont (fig 70). Le report sur canevas de Schmitt de la foliation principale F1, mesurée dans le socle (fig 73), et une coupe Est-Ouest (fig 74) permettent de mettre en évidence l'existence d'un plissement d'axe N 10 à vergence Ouest. Par analogie avec ce que l'on observe au Plan du Lac, on rattache ce pli à la phase précoce D1.

* caractéristiques des plis P1

Ces derniers affectent l'ensemble de l'édifice de nappe, depuis le socle jusqu'aux sédiments de l'unité de Lanserlia et vraisemblablement les Schistes Lustrés dont les relations avec les unités sous-jacentes sont malheureusement invisibles à cause des conditions d'affleurement.

- direction axiale

Les phases plicatives postérieures à D1 ne semblent pas avoir réorienté significativement les axes de plis P1. On peut donc estimer que l'orientation subméridienne actuelle des lambeaux de socle ou de Lias pourrait témoigner de la direction axiale des plis P1 (N 10 à N 30).

- vergence

Une coupe longitudinale au Plan du Lac (fig 74) permet de proposer une vergence ouest à nord-ouest pour ces plis précoces, ce qui est en accord avec la direction de transport associée à D1 (NW), proposée à partir de l'analyse des contacts 1 et des linéations minérales (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b / DONDEY, 1986).

* Relation entre les plis P1 et les contacts 1

Dans le massif de la Dent Parrachée, H. DONDEY (1986) a déjà souligné que les plans axiaux des plis P1 étaient sécants sur les surfaces de cisaillement qui délimitent l'unité de la Dent Parrachée. On retrouve un tel dispositif à la base de Lanserlia où, l'accident 1, qui sépare l'unité de Lanserlia du socle, tronque cartographiquement le plan axial d'un pli P1 (fig 71). La troncation du pli peut s'expliquer par l'apparition d'un cisaillement dans son flanc inverse, à la suite d'un étirement très important de ce dernier lors de sa formation (fig 75). L'obliquité du plan axial par rapport à la surface de cisaillement qui délimite ce pli pouvant être le résultat d'une remobilisation de cet accident lors de D2 ou de D3, qui aurait fait rejouer le cisaillement précoce selon une autre direction (N à NW pour D2 / E à SE pour D3).

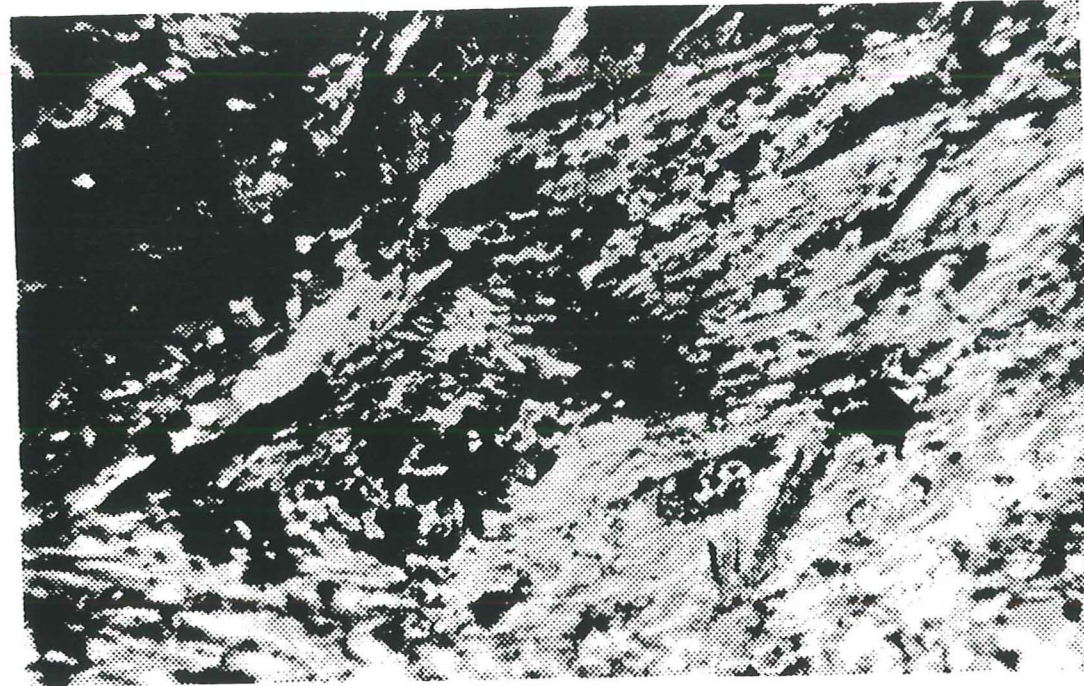


Fig 76 : baguettes de glaucophanes réorientées selon une direction N 130 (d'après photo lame mince).

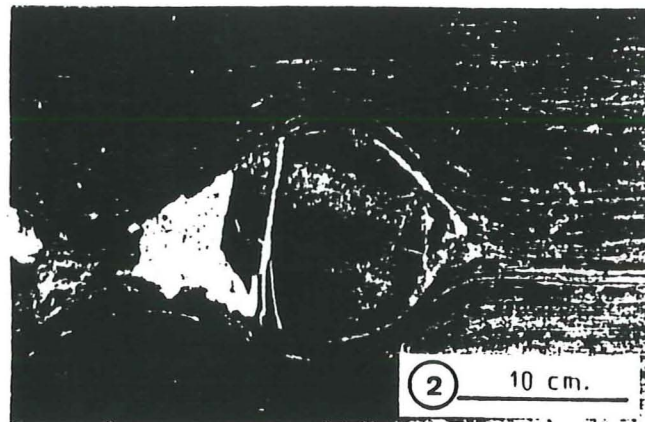


Fig 77: boudinage de niveaux calcaires compétents dans le Lias de la Dent Parrachée (dans DONDEY, 1986)

b) Structures mineures

A l'échelle de l'affleurement, D1 se traduit par des plis isoclinaux serrés. En raison du caractère très pénétratif de la foliation F1, il est difficile de mettre ces derniers en évidence si l'on ne dispose pas de niveaux lithologiquement contrastés.

Cette foliation, qui s'exprime à l'échelle régionale, supporte une linéation d'étirement matérialisée par des aiguilles de glaucophane, orientées selon une direction N 130 (fig 76). Selon PLATT et LISTER (1978/1985a/b), l'orientation des glaucophanes témoignerait de la direction de transport des nappes de charriage lors de D1, mais rappelons que, suivant GOFFE (1982), il s'agirait d'une linéation L3.

Cet étirement lié à la phase D1 s'exprime par un boudinage des niveaux compétents dans le socle (exsudations de quartz) ou dans la couverture (DONDEY, 1986, fig. 77). Ce boudinage peut atteindre une taille pluri-décamétrique (massif de la Dent Parrachée, DONDEY, 1986) et pourrait être à l'origine du chapelet de buttes témoins triasiques, que l'on peut suivre depuis la bordure occidentale du Plan du Lac jusqu'au plateau du Pelve (voir la carte et p.).

c) Conclusion

On retrouve dans la région du Plan du Lac les caractères déjà définis pour D1 dans le massif de la Dent Parrachée et le socle de l'Arpont (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b / DONDEY, 1986). D1 est responsable de la foliation régionale F1 et de la superposition tectonique de grandes nappes dont la direction de transport (NW) est définie à partir de l'analyse des linéations à glaucophane et de critères de cisaillements dans les zones mylonitiques qui lui sont associées. Cette phase de charriage des unités de la paléomarge de la Téthys ligure intervient après le pic de cristallisation du glaucophane du métamorphisme HP/BT, puisque ce dernier montre fréquemment, en lame mince, des rosettes dont quelques individus sont réorientés dans le plan de foliation F1 (fig 76). Ces grands cisaillements précoces sont repris par des plis P1, d'axes subméridiens (?) et déversés vers l'WNW, en accord avec la direction de transport envisagée pour l'édifice de nappes. Ces plis précoces peuvent également montrer des plans axiaux sécants sur les cisaillements qui les limitent (fig 71). Pour expliquer ce phénomène, que l'on retrouve dans le massif de la Dent Parrachée, H. DONDEY (1986) invoque la succession de deux régimes de déformation. D'une part, une déformation de type aplatissement pur ("pure shear"), qui serait à l'origine des plis isoclinaux qu'il observe et, d'autre part, une déformation de type cisaillement simple ("simple shear") affectant uniquement les surfaces de charriage. Dans le cas du Plan du Lac, il ne semble pas nécessaire de faire intervenir un tel processus. On invoque plutôt un rejeu cisailant, lors de D1, de ces accidents précoces, dans les flancs inverses très étirés des plis P1 et leur remobilisation par le rétrocharriage D3, avec un sens de cisaillement vers l'Est ou le Sud-Est.

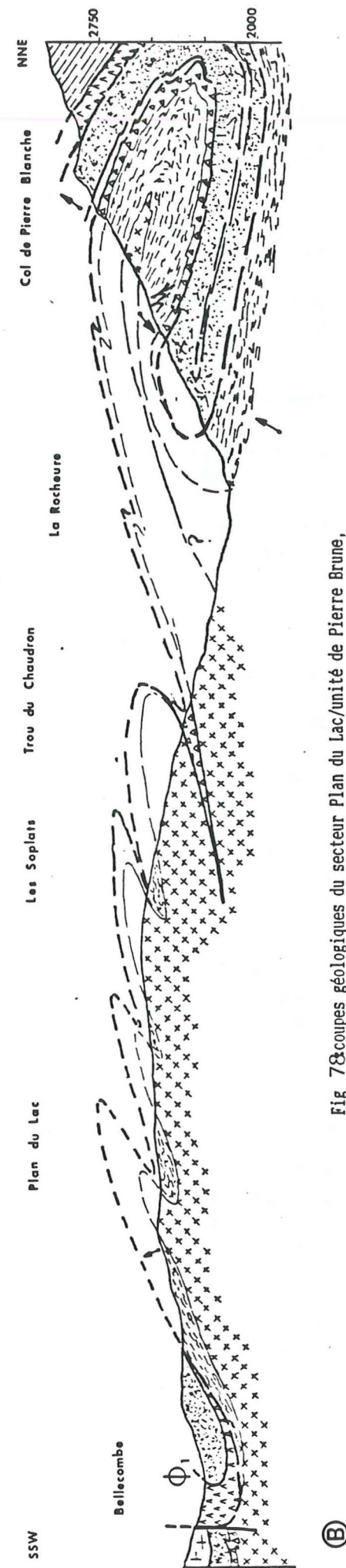
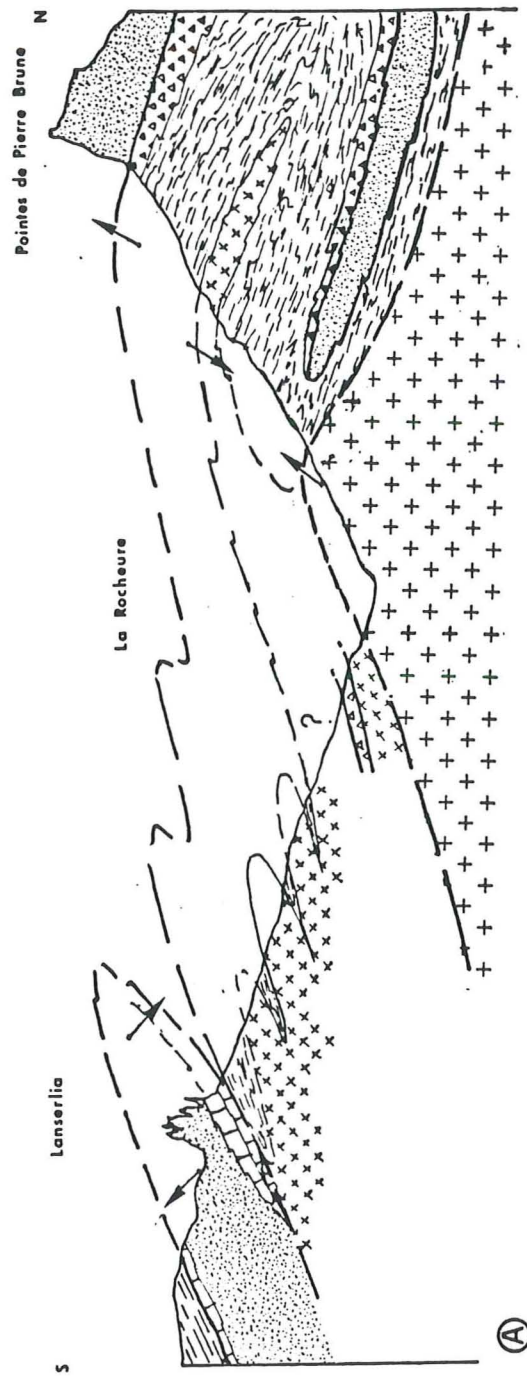
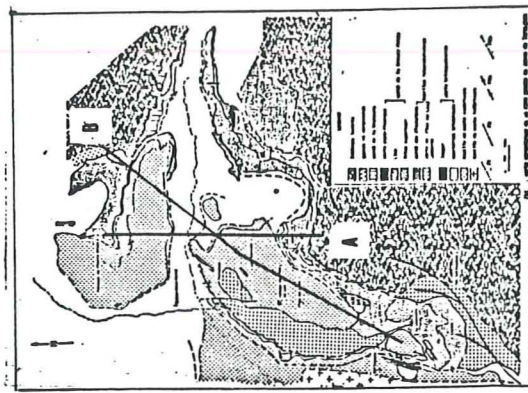


Fig 78 coupes géologiques du secteur Plan du Lac/unité de Pierre Brune, mise en évidence des plis P2.

2) La phase plicative transverse D2

Le deuxième type de structures observées au Plan du Lac sont des plis d'axe grossièrement Est-Ouest, à vergence Nord et qui reprennent les structures apparues avec D1.

a) Structures majeures

Le Plan du Lac représente le flanc normal d'un grand pli pennique à vergence Nord, dont la charnière pourrait se fermer dans le massif de Pierre Brune (cf. p.129). Au Plan du Lac, ces plis P2 ne semblent pas avoir réorienté significativement les axes de plis P1, vraisemblablement en raison de l'orientation orthogonale de leur axes respectifs. Ils reprennent les contacts de nappes (fig 78) et redressent la foliation principale F1.

L'existence de ces plis kilométriques est déduite de l'analyse microstructurale, en raison des mauvaises conditions d'affleurement dans la cuvette du Plan du Lac.

b) Structures mineures

A l'échelle de l'affleurement, D2 apparaît très pénétrative et se traduit par des plis d'axe transverse déversés vers le Nord (fig 79), par une schistosité de plan axial S2, faiblement pentée vers le Sud, et une linéation de crénulation L2 orientée parallèlement aux axes.

On remarque une forte dispersion des axes P2, qui évoluent dans une fourchette N 70 à N 120 (fig 79), déjà signalée dans des régions voisines (DONDEY, 1986 / DEVILLE, 1987). Pour ce dernier auteur, cette dispersion axiale résulterait d'une géométrie de plis en fourreau. Cependant, les valeurs du taux de déformation interne proposées par SIDDANS (1984) dans la région de Val d'Isère et DONDEY (1987) en Vanoise méridionale, semblent trop faibles pour induire de tels plis en fourreau. Dès lors, on peut envisager que cette dispersion axiale des P2 soit uniquement représentative de la superposition des plis P2 sur les plis précoces P1, les orientations axiales des seconds étant contrôlées par les orientations des flancs des premiers (RAMSAY, 1967) (fig 80). De plus, si l'obliquité entre les plans axiaux P2 et les surfaces plissées est faible, une légère variation d'orientation de ces dernières suffit à amener une forte dispersion axiale des plis P2 (RAMSAY, 1967).

* géométrie des plis P2

Ils peuvent être concentriques ou semblables suivant la lithologie des niveaux qu'ils affectent. Les plis semblables montrent une charnière épaissie et des flancs inverses très étirés, dans lesquels la schistosité S2 devient très pénétrative.

Un peu plus à l'Ouest (Dent Parrachée / Arpont), H. DONDEY (1986) a démontré que ces plis transverses étaient le résultat d'un cisaillement à vergence Nord à Nord-Ouest. Cela pourrait s'appliquer au Plan du Lac où les flancs inverses très étirés des P2 sont incompatibles avec un régime de déformation coaxiale.

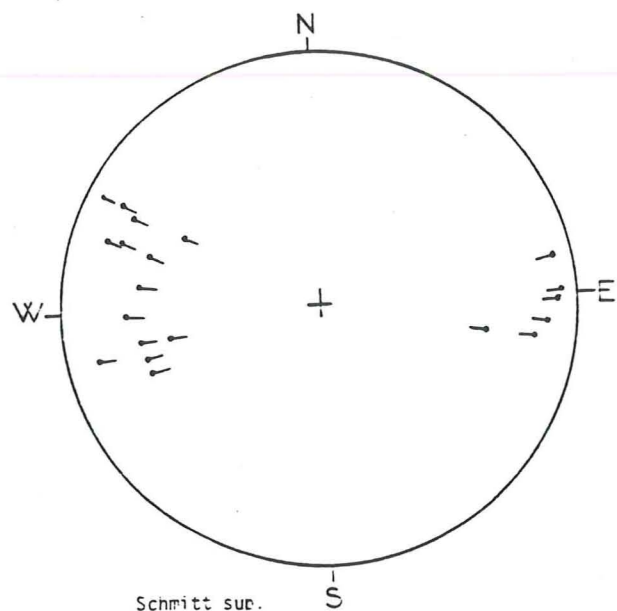


Fig 79 : report des axes de plis P2, noter la dispersion axiale de ces derniers.

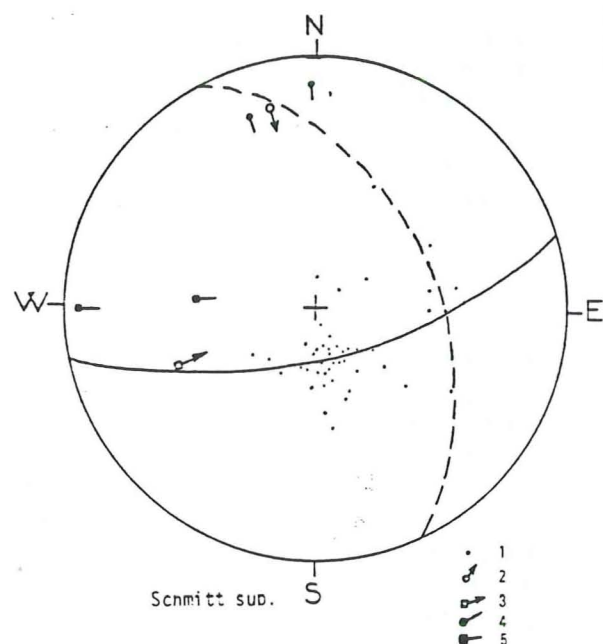


Fig 81: construction des axes de plis de la butte de Chavière.

- 1: pôle de la foliation F1. 2: axe de pli P3a construit
- 3: axe de pli P3b construit. 4: axe de pli P3a mesuré.
- 5: axe de pli P3b mesuré.

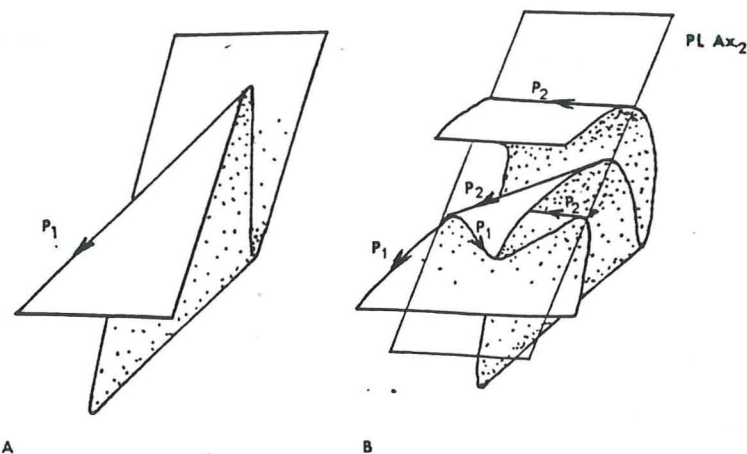


Fig 80: orientations axiales de plis superposés. A: pli de première génération. B: superposition d'une deuxième génération de plis, les directions axiales P2 sont contrôlées par l'orientation des flancs des premiers plis (d'après J.G. RAMSAY, 1967).

- remarque

Il convient de rester très prudent, sur le terrain, quant à l'attribution des plis ou crénulations à la phase D2 sur le seul critère de leur direction axiale, la phase de rétrocharriage D3 étant également responsable de structures d'axe transverse. Pour différencier ces deux familles le meilleur critère est l'étude des lames minces puisque D2 est anté-albite et D3 post-albite (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b).

c) métamorphisme associé

La phase D2 est synmétamorphique, dans un faciès schiste vert typique, qui a provoqué une rétro-morphose souvent complète des aiguilles de glaucophane et intervient avant le pic de cristallisation de l'albite (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b).

Ce métamorphisme schiste vert est interprété comme le résultat d'un réajustement du gradient géothermique dans le "prisme d'accrétion tectonique" (ENGLAND, 1978 / OXBURGH et ENGLAND, 1980) et d'un relâchement des pressions par remontée des unités métamorphiques vers le sommet du prisme.

d) conclusion

Au Plan du Lac, D2 est représenté par des plis synschisteux, d'axes N 70 à N 120, déversés du NW au NE, et qui reprennent les structures héritées de D1. La dispersion axiale des plis P2 peut être expliquée par leur surimposition aux structures antérieures plutôt que par une géométrie de plis en fourreau comme le suggère E. DEVILLE (1987).

Les plis mineurs associés montrent une charnière épaissie et des flancs inverses très étirés, dans lesquels la S2 devient très pénétrative. Une telle géométrie évoque une déformation cisailante (PIJOLAT, 1978 / QUINQUIS, 1980) comme l'a démontré H. DONDEY (1986) dans le massif de la Dent Parrachée.

3) La phase de rétrocharriage D3

Elle intervient après le pic de cristallisation de l'albite du métamorphisme schiste vert (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b) et montre deux familles de structures que nous appellerons D3a et D3b.

a) secteur du Plan du Lac s. s.

a.1) structures majeures

Au niveau du Plan du Lac, le rétrocharriage D3 ne donne lieu qu'à un redressement des structures, alors que plus à l'Ouest (plateau du Pelve), au Sud-Ouest (Dent Parrachée) et au Sud (Coëtet/Chavière), il donne des plis kilométriques subméridiens, déversés vers l'Est ou le Sud-Est.

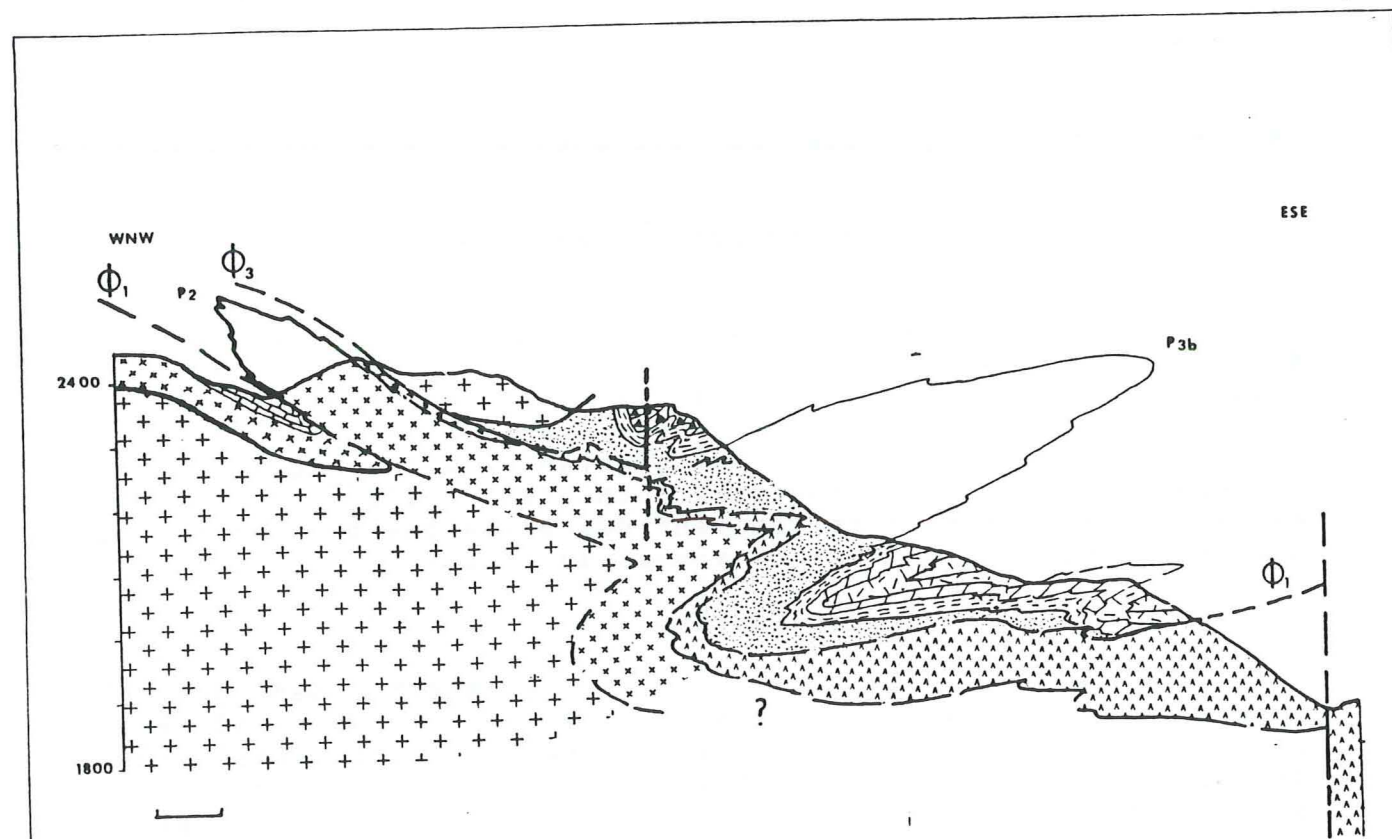


Fig 82 coupe géologique du secteur du Coëtet, mise en évidence des plis P2 et P3b.

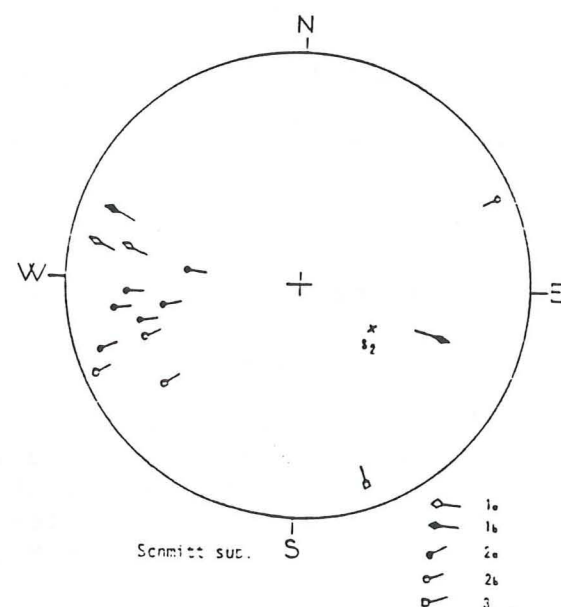


Fig 83: orientation des mésostructures dans le secteur du Coëtet.

- 1a: axe de pli P2 dans le socle. 1b: axe de pli P2 dans le Lias.
 2a: axe de pli P3b dans le Lias. 2b: axe de pli P3b dans le socle.
 3: axe de pli P3a dans le socle.

a. 2) structures mineures

Les microstructures sont beaucoup mieux exprimées et permettent de distinguer deux familles de structures associées à D3, ce sont:

- les structures méridiennes (D3a)
- les structures transverses (D3b), associées à des cisaillements vers l'Est ou le Sud-Est.

* les structures méridiennes (D3a)

Ce sont des plis d'échelle centimétrique à métrique, dont les directions axiales varient de N 140 à N 30 et qui ne montrent pas de sens de déversement. De forme concentrique, ils ondulent et redressent la foliation principale F1. Ils sont associés à une linéation de crénulation L3, parallèle aux axes P3, qui se superpose à la linéation de crénulation L2.

On retrouve cette géométrie à plus grande échelle au plateau du Turc, qui prolonge stratigraphiquement les rochers de Lanserlia (fig 70), où une coupe Est-Ouest met en évidence de vastes ondulations attribuables à D3.

* les structures transverses (D3b)

Il s'agit principalement de microplis et d'une crénulation très pénétrative, d'orientation N 70 à N 90. Ils ne peuvent être confondus avec des structures D2 de par leur déversement vers le Sud-Est ou le Sud et leur postériorité par rapport aux phénocristaux d'albite du métamorphisme schiste vert. Ces structures ont déjà été observées dans le massif de la Dent Parrachée et à l'Arpont (PLATT et LISTER, 1985b), où la réorientation des plis P3 selon la linéation d'étirement L3 (N 110), à la suite d'une augmentation de la déformation suggère qu'une forte composante cisailante vers le Sud-Est a accompagné D3 (PLATT et LISTER, 1978, 1985b).

Au Plan du Lac, ces structures s'observent à proximité d'anciens contacts cisailants, contemporains de D1, ce qui permet d'envisager que ces accidents précoces aient été remobilisés lors de D3, mais cette fois-ci selon un cisaillement vers le Sud-Est.

b) secteur du Coëtet/Chavière

Dans ce secteur, la phase de rétrocharriage est très bien exprimée, ainsi que la phase tardive D4 qui vient compliquer l'analyse des structures. L'analyse cartographique montre que les contours géologiques dessinent une géométrie de "boîte à oeufs" ("dome and basin", fig 70), qui traduit la superposition de deux phases de plissement, correspondant au type 1 de la classification de RAMSAY (1967). Le report sur canevas de Schmitt de mesures de stratification transposée (F1), sur les dolomies noriennes et les calcaires liasiques de la butte de Chavière (fig 81), montre que les deux phases plicatives responsables de cette géométrie en "boîte à oeufs", appartiennent à D3.

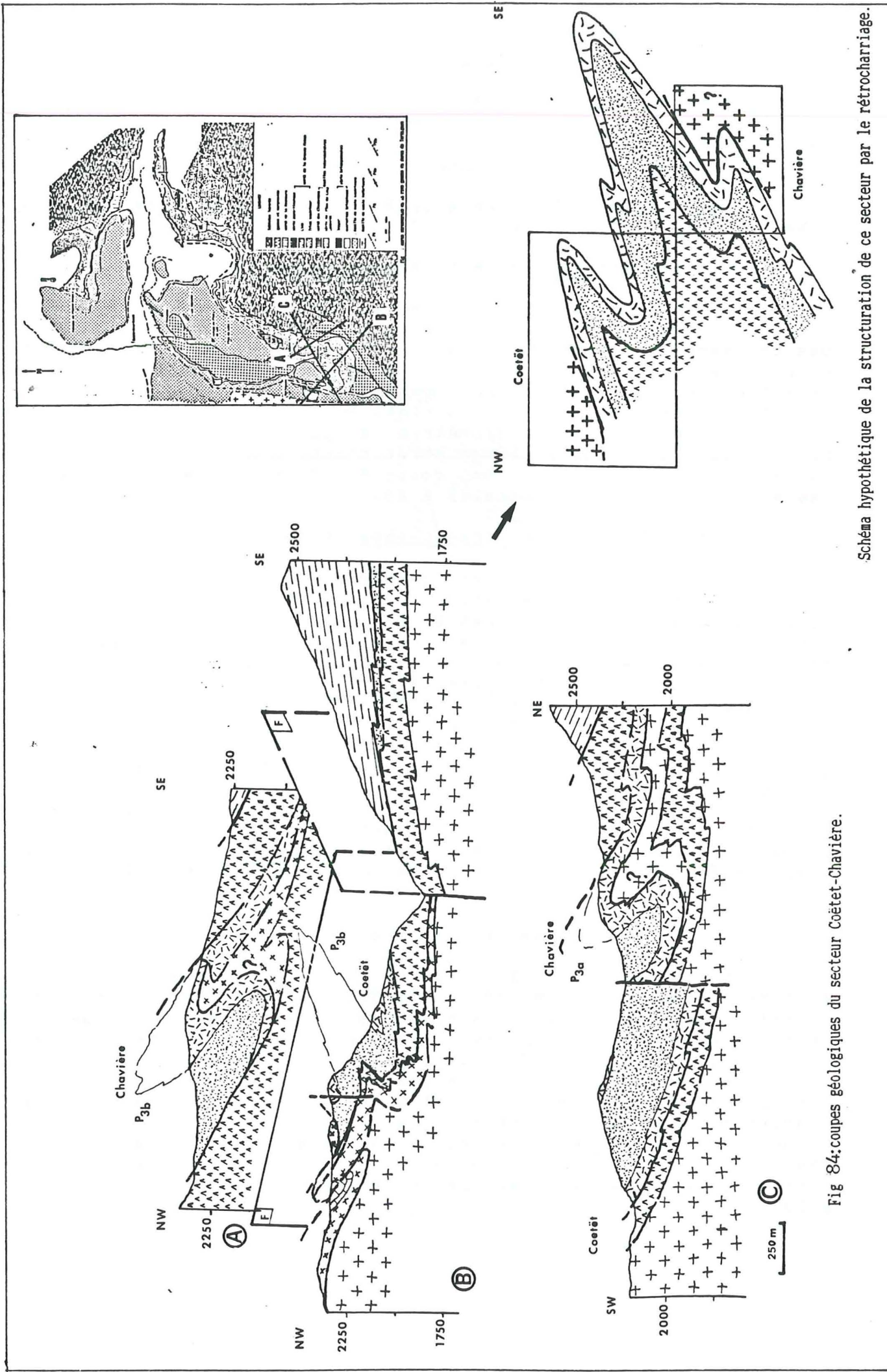


Schéma hypothétique de la structuration de ce secteur par le rétrocharriage.

Fig 84: coupes géologiques du secteur Coëtet-Chavière.

L'attribution à D3a et D3b des axes de plis ainsi construits est basée sur les directions axiales et le sens de déversement, retrouvés grâce aux coupes (fig 84) et à l'analyse des microstructures (superpositions de microplis).

b. 1) secteur du Coëtet

Ici ce sont surtout les structures transverses associées à D3b qui sont bien exprimées, tant au niveau des structures majeures que mineures. Une coupe NW-SE met en évidence un grand pli d'axe N 70, déversé vers le Sud-Est (fig 82), auquel sont associées des plis mésoscopiques d'axe N 70   N 95 et vergence Sud-Est   Sud (fig 83).

Dans ce secteur, les sédiments de l'unité de Lanserlia sont chevauchés par une écaille "flottante" de socle, au sein de laquelle on retrouve des microplis de phase D2 et D3 (fig 83). Cette écaille montre un éventail de la foliation principale F1, dont les pendages basculent, d'Ouest en Est, depuis une direction E/SE   une direction NW (fig 82). Les unités charriées par cette écaille de socle et par l'unité de Lanserlia montrent, quant à elles, une foliation pentée vers l'Est et des structures déversées vers le NW (fig 74). On se retrouve donc dans le même cas de figure qu'au Plan du Lac, où les structures liées à D3 sont très discrètes.

b. 2) secteur de Chavière

Une coupe orientée NW-SE met en évidence un grand pli d'axe N 70, à plan axial penté vers le SE (fig 84 A), que l'on serait tenté d'attribuer à la phase D2. Dans une telle hypothèse, il est difficile d'imaginer que ces deux secteurs, qui montrent exactement les mêmes sédiments, aient réagi de façon différente aux contraintes amenant le rétrocharriage.

On remarque qu'un accident vertical tardif, contemporain de D4 et probablement associé au réseau de failles du ruisseau de Chavière (DEVILLE, 1987), sépare ce deux secteurs (fig 84 A et B). On peut alors se demander si le pli N 70 de Chavière n'est pas de même génération que celui du Coëtet (D3b). Il aurait été basculé par le jeu des accidents tardifs associés à D4 jusqu'à montrer actuellement un plan axial penté vers le Sud-Est. Si l'on admet une telle hypothèse, on peut facilement relier les deux structures, en considérant que la butte de Chavière représentait le flanc inverse d'un pli P3b déversé vers le Sud-Est (fig 84).

c) conclusion

Au Plan du Lac, les déformations liées à la phase de rétrocharriage D3 semblent concentrées le long des anciens accidents sub-horizontaux 1, qui auraient été remobilisés par des cisaillements vers le Sud-Est. En dehors de ces zones fortement affectées, D3 semble avoir eu beaucoup de mal à s'exprimer et ne se traduit que un redressement des structures préexistantes et des plis mésoscopiques concentriques, à plans axiaux raides,   horizontaux dans les zones de charnières.

On peut expliquer cette géométrie en invoquant un phénomène d'héritage des structures antérieures, D3 se serait concentrée le long des anciens contacts de nappes parce que ceux-ci représentent une zone de faiblesse par rapport aux formations qu'ils délimitent.

Au Coëtet et à Chavière, D3 est bien mieux exprimée (peut-être en raison de la faible compétence des niveaux liasiques), puisqu'elle structure ce secteur tout d'abord en plis subméridiens (N 160 à N 180) déversés vers l'Est (fig 84 B), puis en un grand pli d'axe N 70, déversé vers le Sud-Est, dont le Coëtet représenterait la charnière et Chavière le flanc inverse (fig 84). Le pendage actuel du plan axial du pli N 70 de Chavière (vers le Sud-Est) pouvant être dû à un basculement de ce dernier par le jeu de failles verticales tardives associées à D4.

III) CONCLUSION

L'étude structurale du secteur du Plan du Lac permet de mettre en évidence la superposition des quatre grandes phases de déformation suivantes:

-D1, qui est la phase précoce de charriage qui va amener l'empilement de grande écaillés, selon une direction de transport estimée vers le Nord-Ouest (PLATT et LISTER, 1978/ 1985a/b). Cet empilement semble accompagné par la formation de grands plis-nappes, d'orientation subméridienne et déversés vers l'Ouest où le Nord-Ouest (fig 71).

-D2, qui reprend l'édifice de nappes et se traduit par des plis d'axe transverse, déversés au Nord. Les flancs inverses de ces plis P2 ont subi un fort étirement, compatible avec l'existence d'une forte composante de cisaillement vers le Nord ou le Nord-Ouest, déjà soupçonnée plus à l'Ouest par PLATT et LISTER (1985/a/b) et H. DONDEY (1986).

-D3, qui correspond au rétrodéversement des structures vers l'Est et montre deux familles de structures (D3a et D3b), qui apparaissent dans un même continuum de déformation (PLATT et LISTER, 1985a/b). Au Nord du parking de Bellecombe (fig 70), D3 se traduit par une ondulation et un redressement de la foliation principale et par un rejeu cisailant vers l'Est des accidents précoces initiés lors de D1. Au Coëtet et à Chavière, D3a et D3b sont bien exprimées et plissent l'édifice selon deux familles de plis, respectivement déversés vers l'Est (P3a) et vers le Sud-Est (P3b).

-D4 n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée, en raison de son rôle mineur par rapport aux phases de déformation synschisteuses antérieures. Cette phase tardive est responsable du bombement du massif de Vanoise méridionale, sous forme d'une large voûture orientée SSW/NNE, dont on n'observe que la bordure orientale sur le terrain étudié. Cette voûture à grand rayon de courbure est affectée par deux générations de failles tardives, à rejet vertical plus ou moins important et qui pourraient refléter, en surface, des mouvements du bâti profond (DEVILLE, 1987).

D) STRUCTURE DU MASSIF DE PIERRE BRUNE

I) INTRODUCTION

Au Nord du Plan du Lac, en rive droite du torrent de la Rocheure, on retrouve un empilement d'unités tectoniques semblables à celles définies au Plan du Lac. Ce sont, de bas en haut (fig 73).

1) L'unité des lombards

On retrouve dans cette unité un socle et sa série paléozoïque sur laquelle repose stratigraphiquement une couverture post-liasique, dont les faciès au jurassique sont identiques à ceux de la série du Plan du Lac.

2) L'unité des Clochetons

Elle montre une série bréchiqque dont l'attribution reste incertaine et que l'on ne retrouve pas au Plan du Lac. De par ses caractères stratigraphiques, elle se rapproche des sédiments de l'unité des Lombards, dont elle pouvait constituer le prolongement vers l'Est avant les premiers charriages.

3) L'unité de Pierre Brune

Elle montre une série de type Grande Motte et constitue le prolongement vers le Nord de l'unité de Lanserlia. Sa semelle triasique est très mal exprimée, tout comme sa couverture post-liasique (fig 70). Elle repose tectoniquement sur les deux unités précédentes.

4) L'unité de la Rocheure

Elle est caractérisée par des séries de type Val d'Isère et sa position tectonique sur l'unité de Pierre Brune témoigne de la position intrabriançonnaise de la nappe de la Grande Motte.

L'ensemble de cet édifice de nappes est surmonté par la nappe des Schistes lustrés, montrant à sa base sa classique semelle évaporitique (nappe des gypses).

II) MISE EN EVIDENCE DES DEFORMATIONS

1) La déformation précoce D1

a) structures majeures

Comme au Plan du Lac, D1 est responsable de l'empilement tectonique des différentes unités tectoniques en présence, selon de grands accidents plats, généralement jalonnés par des cargneules.

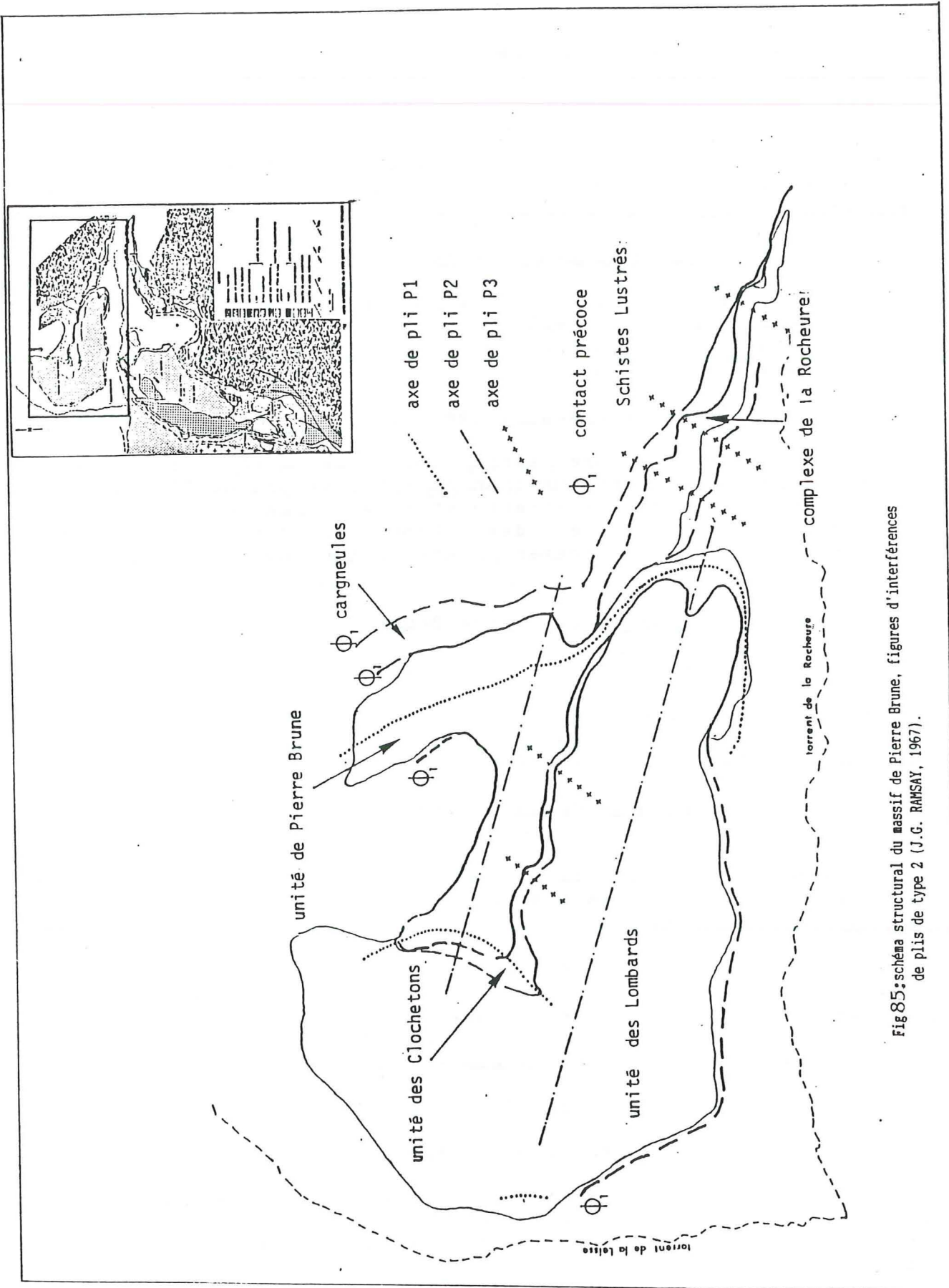


Fig 85: schéma structural du massif de Pierre Brune, figures d'interférences de plis de type 2 (J.-G. RAMSAY, 1967).

a.1) les contacts précoces

Dans ce secteur, on peut remarquer que:

- les contacts cisailants qui séparent les unités des Lombards, des Clochetons et de Pierre Brune sont plissés par les plis précoces, mis en évidence par l'analyse des figures d'interférence de plissement (fig 85).

- les contacts cisailants délimitant l'unité de la Rocheure ne semblent pas affectés par cet épisode plicatif précoce, mais uniquement par D2 et D3 (fig 85).

Il semblerait donc que l'on ait ici deux types de structures associées à D1, une première avec des charriages accompagnés de grands plis qui reprennent les surfaces de cisaillement délimitant les écailles, et une seconde où les contacts de nappes ne seront plissés que par D2 et D3 (fig 85).

a.2) les plis majeurs

* Mise en évidence de plis précoces

L'analyse cartographique des contours géologiques met en évidence une géométrie d'interférence de plis de type 2 dans la classification de RAMSAY (1967). La première génération de plis montre des directions axiales tordues par un épisode plicatif postérieur, dont les directions axiales sont transverses (N 110). Cette deuxième famille de plis est attribuée à D2 sur des critères microstructuraux qui seront développés plus loin. Les plis antérieurs sont donc attribués à D1 et seraient de même génération que ceux observés au Plan du Lac (cf p.109).

* Caractéristiques des plis précoces P1

Il est difficile de retrouver leur orientation originelle car leurs axes ont été fortement déformés par les plis P2. Cependant, par analogie avec les directions axiales proposées pour ces plis P1 au Plan du Lac, on peut estimer qu'ils avaient une orientation subméridienne.

b) structures mineures

A l'échelle de l'affleurement, D1 montre les mêmes caractéristiques qu'au Plan du Lac, à savoir:

- des plis isoclinaux serrés, souvent intrafoliaux et difficiles à mettre en évidence.

- une foliation F1, très pénétrative, qui supporte parfois une linéation à glaucophane (N 110 à N 130), matérialisant peut être la direction de transport des nappes de charriage lors de D1 (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b).

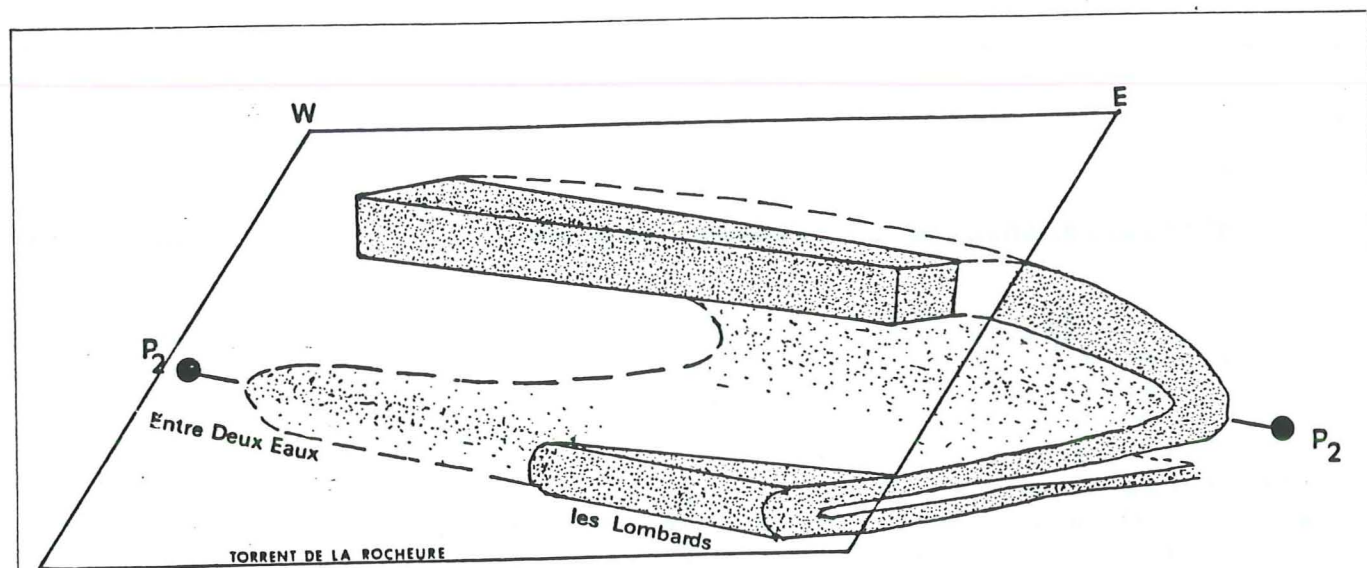


Fig 86 : bloc diagramme schématique du pli P2 de l'unité de Pierre Brune. Le plan E-W représente le plan de coupe naturel constitué par les pentes qui dominant, au Nord, le Vallon de La Rocheure.

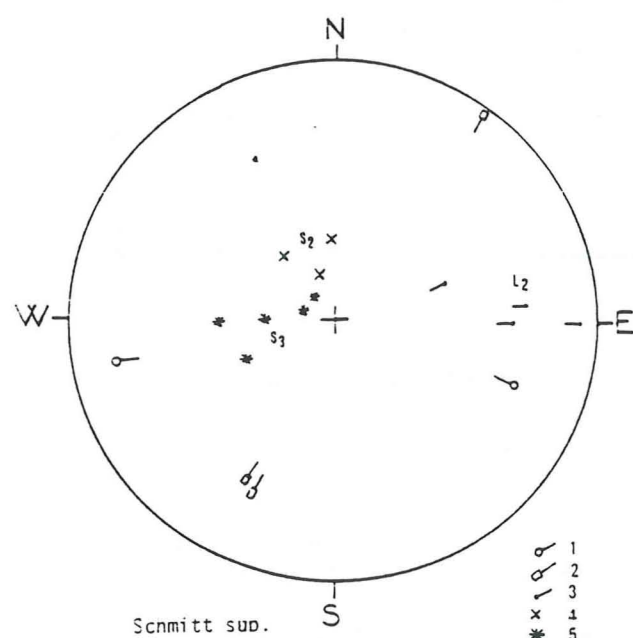


Fig 87: orientation des mésostructures dans le massif de Pierre Brune.

- 1: axe de pli P2. 2: axe de pli P3a. 3: linéation L2.
4: pole de la schistosité S2. 5: pole de la schistosité S3.

c) conclusion

On retrouve dans le secteur de Pierre Brune les caractères déjà mis en évidence pour D1 au Plan du Lac, avec cependant quelques éléments nouveaux, à savoir:

- les axes de plis précoces P1 apparaissent ici très déformés par les plis P2 (fig 85).

- on suppose l'existence de deux familles d'accidents cisailants associés à D1. Une famille affectée par les plis P1 et une autre où les accidents précoces ne sont déformés qu'ultérieurement par D2 et D3 (unité de la Rocheure, fig 85).

2) La phase plicative transverse D2

a) structures majeures

Le massif de Pierre Brune est interprété comme la tête d'un grand pli P2 d'axe transverse (N 110), déversé au Nord et dont le flanc normal se développerait au Plan du Lac (fig 78). Ce grand pli P2 est mis en évidence à partir de l'analyse de la figure d'interférence de pli qui apparaît très bien en carte (fig 85) et grâce à la réapparition de lambeaux de quartzites phylliteux permo-triasiques dans les micaschistes verts permien de l'unité des Lombards. En effet, on remarque, associées à ces lambeaux, des microstructures attribuables à D2 qui permettent d'interpréter ces derniers comme des replis P2 dans la série anté-triasique. De même, le redoublement de la série cénozoïque sommitale de l'unité de la Rocheure peut être attribué à D2, puisque cet ensemble est repris par des plis P3 (fig 85).

Cette grande structure P2 montre un flanc inverse bien développé qui pourrait suggérer que l'on ait ici la fermeture anticlinale d'un grand pli couché, dont le flanc normal se développerait au Plan du Lac (fig 78). Cependant, en raison de l'absence de toute trace de flanc inverse au Sud du vallon de la Rocheure, et vu la nécessité de relier le Lias de l'unité de Pierre Brune à celui des massifs de la Grande Casse et de la Grande Motte, ce grand pli P2 est interprété comme un pli d'entraînement kilométrique d'un vaste pli couché, de dimension plurikilométrique. Enfin, on remarque que ce pli P2 est entaillé par le plan de coupe naturel que représentent les pentes qui dominant le torrent de la Rocheure, au Nord (fig 86). On remarque tout de suite que, au lieu-dit "Les Lombards", le Lias réapparaît dans le flanc inverse du pli, tandis que plus à l'Ouest (refuge d'Entre-Deux-Eaux), le flanc inverse est souligné par une forte épaisseur de quartzites phylliteux broyés.

On peut expliquer l'absence du Lias et du flanc inverse en invoquant à la fois l'obliquité du plan de coupe naturel par rapport à l'orientation axiale du pli P2, et de l'existence d'une fermeture synclinale P2 (fig 86).

b) structures mineures

A l'échelle de l'affleurement, les plis attribuables à D2 sont plutôt rares. Lorsqu'on peut les observer, ils montrent une direction axiale N 80 à N 110 (fig 87) avec un déversement vers le Sud dans les flancs inverses et vers le Nord les flancs normaux. La schistosité S2 est pénétrative et faiblement pentée vers le Nord (fig 91) puisque le pli est renversé dans cette direction. Les linéations associées à ce pli P2 sont de crénulation et orientées parallèlement aux axes P2 (fig 87).

Tout comme au Plan du Lac, D2 ne semble pas avoir réorienté les baguettes de glaucophane, témoins de la direction de transport lors de D1 selon J. P. PLATT.

3) La phase de rétrocharriage D3

Contrairement au Plan du Lac, seule la première étape de D3 s'exprime ici (D3a). On ne trouve aucune trace de D3b, caractérisée par des structures d'orientation transverse et déversées vers le Sud-Est.

a) structures majeures

D3a s'exprime surtout dans l'unité de la Rocheure où elle se surimpose aux structures préexistantes et plisse l'ensemble selon de grands plis en genou plurihectométriques, très visibles sur la carte fig 85). On peut également supposer que les ondulations du contact de base de l'unité de Pierre Brune soient dues à D3a, d'autant plus que dans le paysage on remarque des linéations à plongement Ouest, qui recoupent ce contact, et pourraient représenter une schistosité S3, plan axial de plis hectométriques P3a.

b) structures mineures

Ce sont des plis d'échelle décimétrique qui montrent des directions axiales bien réglées (N 30), un sens de déversement vers le Sud-Est et une schistosité de plan axial pentée vers l'Ouest (fig 87). Le sens de déversement de ces microplis d'entraînement est constant quelque soit le lieu où la mesure est effectuée, ce qui pourrait signifier que l'on se trouve sur le flanc normal d'une même structure P3.

III) CONCLUSION

Le massif de Pierre Brune montre les mêmes caractères structuraux que le secteur du Plan du Lac, situé immédiatement au Sud. On retrouve la succession de trois grandes phases de déformations synschisteuses, ce sont:

-D1, qui se caractérise par l'empilement des différentes unités du massif. Cet empilement semble également accompagné par la formation de plis couchés, dont l'existence est déduite de l'étude des figures d'interférences de plis observées en carte (fig 85). Cependant, il semble que l'on puisse distinguer deux familles de contacts précoces: une première où ces derniers sont plissés par les plis P1 et une seconde, où les contacts ne sont pas affectés par ces plis précoces mais uniquement replissés par D2 et D3.

-D2, qui structure le massif en un vaste anticlinal de nappe, renversé vers le Nord, qui serait le prolongement, dans cette direction, des plis P2 mis en évidence au Plan du Lac. Ce grand pli est interprété comme un pli d'entraînement kilométrique d'une structure beaucoup plus vaste, dont la charnière se bouclerait dans le massif de la Grande Motte.

-D3, la classique phase de rétrodéversement des structures, reprend l'édifice plissé, selon des plis en genou plurihectométrique, d'orientation N 40, et qui sont attribués à D3a.

E) STRUCTURE DU SECTEUR ARPONT/PLATEAU DU PELVE

I) INTRODUCTION

On se situe sur la retombée orientale du massif de la Vanoise méridionale, dont l'architecture d'ensemble a déjà été définie par de récentes études structurales que l'on doit à PLATT et LISTER (1978/1985a/b) et à DONDEY (1986). PLATT et LISTER se sont surtout attachés à l'étude des structures dans la nappe de la Dent Parrachée et dans la région située à proximité du lac de l'Arpont. Ils y ont mis en évidence les quatre grandes phases de déformation que l'on retrouve dans l'ensemble du massif de la Vanoise. H. DONDEY, quant à lui, a proposé une interprétation de la structure du chaînon Mont Pelve/Roche Ferran/Réchasse, où il a mis en évidence l'existence d'un grand pli majeur P2 et souligné l'importance du rétrocharriage D3 dans cette région. Restait donc à faire le lien entre les observations de PLATT et LISTER au Sud et celles de DONDEY plus au Nord.

Il convient, tout d'abord, de rappeler les différentes unités structurales distinguées dans ce secteur. Ce sont, de bas en haut (fig 88):

1) L'unité de socle inférieure, qui constitue l'ossature de la coupole de Vanoise méridionale et montre essentiellement des micaschistes gris d'âge anténamurien probable (BOCQUET, 1974), associés à d'anciennes roches vertes.

2) L'unité de socle supérieure, qui repose tectoniquement sur la précédente selon un grand accident cisailant précoce (PLATT et LISTER, 1985a/b), jalonné par des quartzites phylliteux à faciès permo-triasique. Le socle y supporte une couverture semble-t-il adhérente, conservée en lambeaux étroitement plissés avec celui-ci, le long du torrent de Plan Gressan.

3) Les écailles tectoniques à matériel bréchique, reposant en position inverse sur l'unité précédente (Chasseforêt, Crête de la Frêt, lac de Roche Ferran) et montrant des sédiments d'âge vraisemblablement jurassique à crétacé inférieur (?).

4) L'unité Mont Pelve/Roche Ferran/Réchasse, montrant une série briançonnaise profondément érodée, où un Jurassique non bréchique repose directement sur les quartzites du Trias inférieur (DONDEY, 1986). Cette unité chevauche l'édifice sous-jacent selon un grand cisaillement associé au rétrocharriage D3.

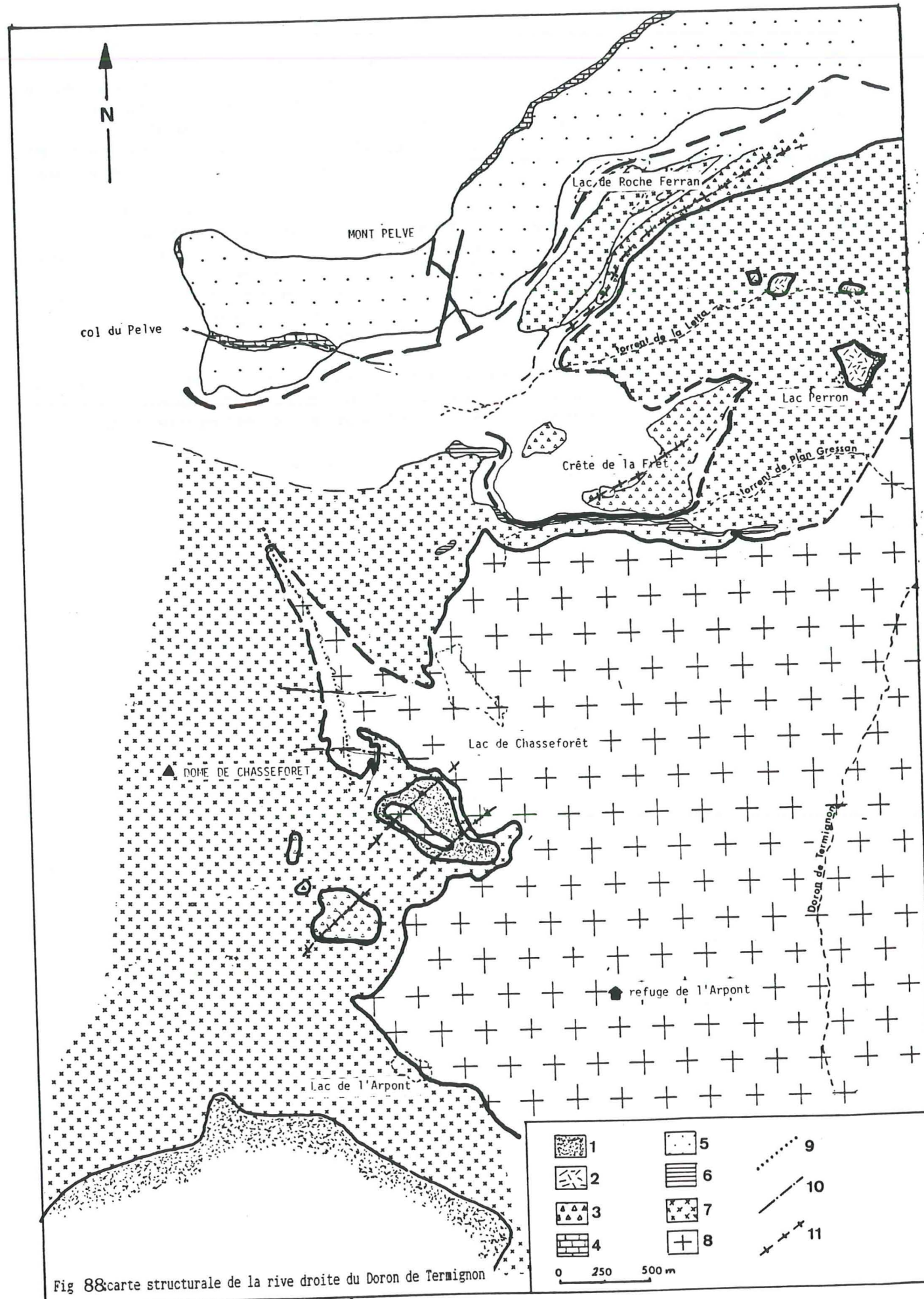


Fig 88: carte structurale de la rive droite du Doron de Termignon

II) MISE EN EVIDENCE DES DEFORMATIONS

1) La phase précoce D1

a) structures majeures

D1 est responsable de l'empilement tectonique des différentes unités structurales citées précédemment, d'un mégaboudinage d'échelle plurihectométrique et vraisemblablement de plis synchrones de la mise en place des nappes.

* les contacts précoces

- l'accident du lac de l'Arpont

C'est PLATT et LISTER (1985a/b) qui les premiers ont soupçonné le rôle important de cet accident cisailant, qui sépare l'unité de socle inférieure de l'unité de socle supérieure. Il est jalonné par un à plusieurs mètres de quartzites phylliteux permo-triasiques extrêmement broyés, qui ont pu jouer un rôle de niveau préférentiel de décollement lors des premiers serrages alpins. On peut suivre cet accident depuis le lac de l'Arpont jusqu'au torrent de Plan Gressan ou l'on en perd la trace (fig 88).

PLATT et LISTER (1985 a/b) ont déjà précisé qu'il était contemporain de D1, en s'appuyant sur des arguments microstructuraux. L'analyse du tracé cartographique de ce contact précoce montre des figures d'interférences qui abondent en ce sens puisqu'il est repris par deux épisodes plicatifs postérieurs à son fonctionnement (fig 88), que l'on pourrait attribuer à D1 et D2 par analogie avec les observations faites à Pierre Brune et au Plan du Lac.

- le contact de base des écaillés bréchiques

Lorsqu'il est souligné par un coussinet de cargneules, comme c'est le cas à la Crête de la Frêt et au lac de Roche Ferran (fig 88), il est difficilement analysable. Dans le cas de l'écaïlle du complexe de Chasseforêt (fig 88), il est marqué par une zone métrique de quartzites phylliteux broyés, très riches en albite et est repris par des structures attribuées à D3. Il est donc vraisemblablement précoce (syn-D1).

* les structures d'étirement liées à D1

H. DONDEY (1986) avait proposé de relier à D1 le boudinage pluridécamétrique des dolomies triasiques du Petit Mont et du SW du col de la Dent Parrachée. On retrouve le même cas de figure environ 5 kilomètres au NW du Petit Mont où, depuis la bordure occidentale du Plan du Lac (Lac du Lait) jusqu'au torrent de la Letta (plateau du Pelve), on peut suivre un alignement de buttes témoin (fig 88). Ces dernières, qui peuvent atteindre une taille plurihectométrique, montrent une série inverse, de type Grande Motte, où les dolomies triasiques (Norien) sont surtout bien exprimées.

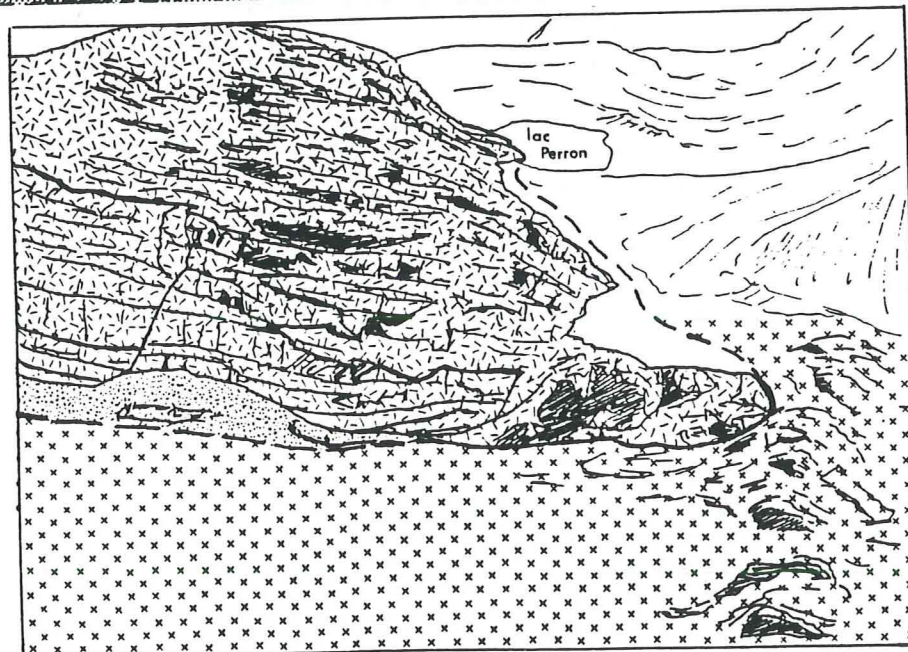
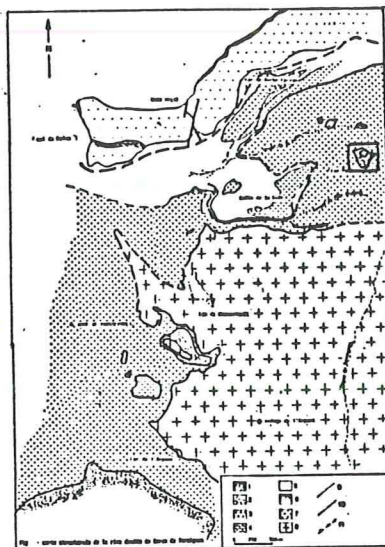
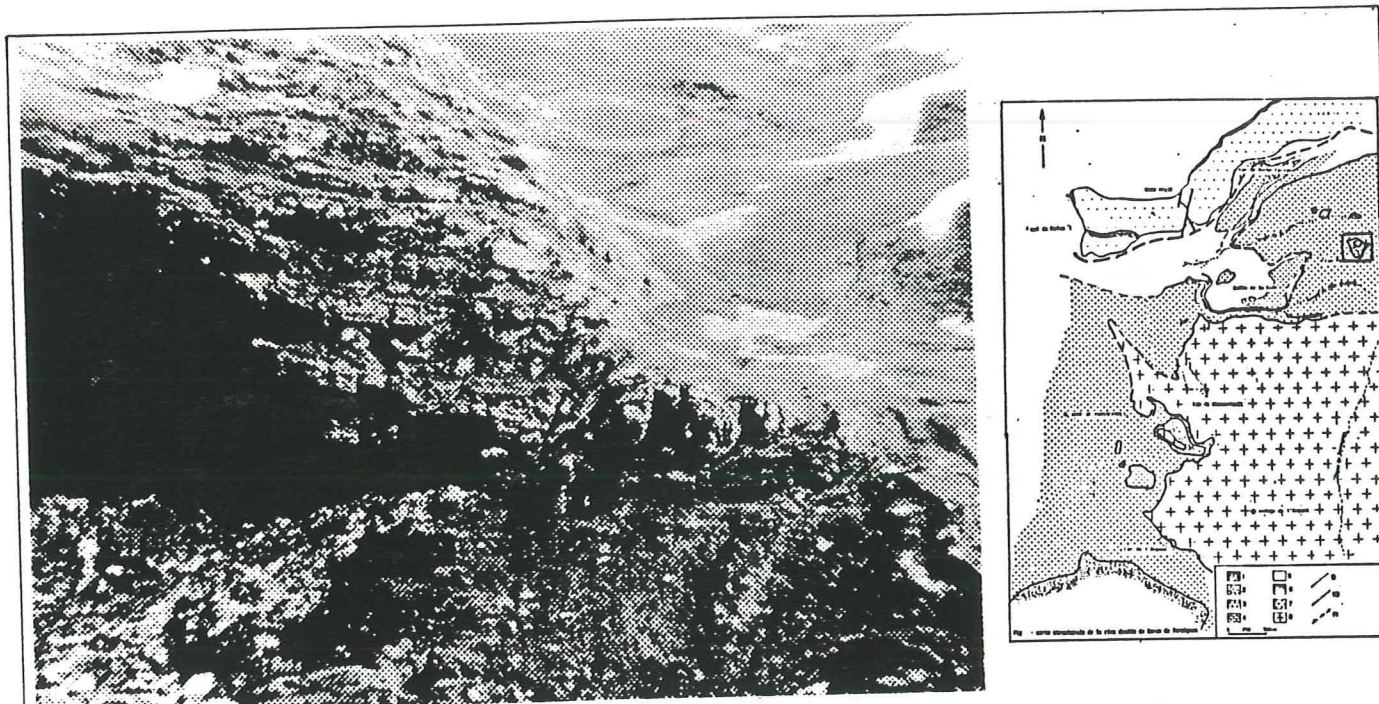


Fig 89: la butte norienne du lac Perron: structure de mégaboudinage due à D1.



Fig 90: figure de boudinage obtenue en laboratoire, comparer avec la figure d'après J.G. RAMSAY (1967/1983).

Ces buttes sont en contact tectonique soit sur les micaschistes gris du socle (lac du Lait, torrent de la Letta), soit sur les micaschistes verts permien (lac Perron). Elles sont alignées selon une direction grossièrement NW/SE et peuvent être interprétées comme le résultat d'un mégaboudinage, lié à un fort étirement lors de D1, comme en témoignent les structures observées au lac Perron (fig 89).

- la butte du lac Perron, témoin d'un étirement NW/SE lors de D1

Cette butte montre une série inverse où l'on retrouve les dolomies noriennes (environ 50m), les dolomies sombres et calcaires noirs du Rhétien/Hettangien (quelques mètres) et une faible épaisseur de Lias type Grande Motte (1 à 2 m).

Le contact avec le Lias et le Permien sous-jacent est souligné par un banc décimétrique d'une roche très quartzreuse, qui apparaît mylonitique en lame mince. Les micaschistes verts permien montrent, en lame mince, des couloirs mylonitiques où tous les minéraux sont parallélisés dans le plan de foliation schiste vert, où on remarque des fantômes de glaucophane entièrement rétrotransformés en chlorite. On note de fréquents phénocristaux d'albite post-cinématique qui témoignent du caractère précoce de cette déformation, que l'on peut dès lors attribuer à D1 ou à D2. Il semble que ce contact n'ait pas été remobilisé par la phase de rétrocharriage D3.

Au Nord-Ouest de la butte du lac Perron, les calcaires et dolomies du Rhétien/Hettangien disparaissent par laminage et les dolomies noriennes viennent au contact du Lias type Grande Motte, au moyen d'une zone mylonitique. D'autre part, les couches se redressent et l'on remarque la formation d'un "bourrelet" dans le socle, à l'avant (NW) de la butte (fig 89). Une telle architecture rappelle les figures de boudinage obtenues expérimentalement ou que l'on retrouve à l'échelle de l'affleurement (fig 90).

- conclusion

La butte du lac Perron montre une architecture que l'on peut interpréter comme le résultat d'un mégaboudinage. Un tel phénomène peut s'étendre aux autres buttes témoin de Trias dolomitique, que l'on peut suivre depuis le lac du Lait (Plan du Lac) jusqu'au torrent de la Letta (plateau du Pelve). L'étirement responsable de ce mégaboudinage est nécessairement orienté parallèlement à la direction d'allongement maximum des boudins (RAMSAY, 1967/1983). Dès lors, on peut proposer une direction NW/SE pour cet étirement, en accord avec la direction de transport des nappes, estimée vers le NW (PLATT et LISTER, 1978/1985 a/b / DONDEY, 1986). Cet étirement pourrait donc être contemporain de D1 et intervenir dans un régime cisailant.

b) structures mineures

A l'échelle de l'affleurement, D1 se traduit par une foliation F1 très pénétrative qui réoriente les baguettes de glaucophane, souvent cristallisés en gerbes, du métamorphisme HP/BT anté-D1. Cette foliation est souvent rétrotransformée dans le faciès schiste vert inter D2-D3, si bien qu'il est difficile de retrouver les minéraux-témoins de sa paragenèse.

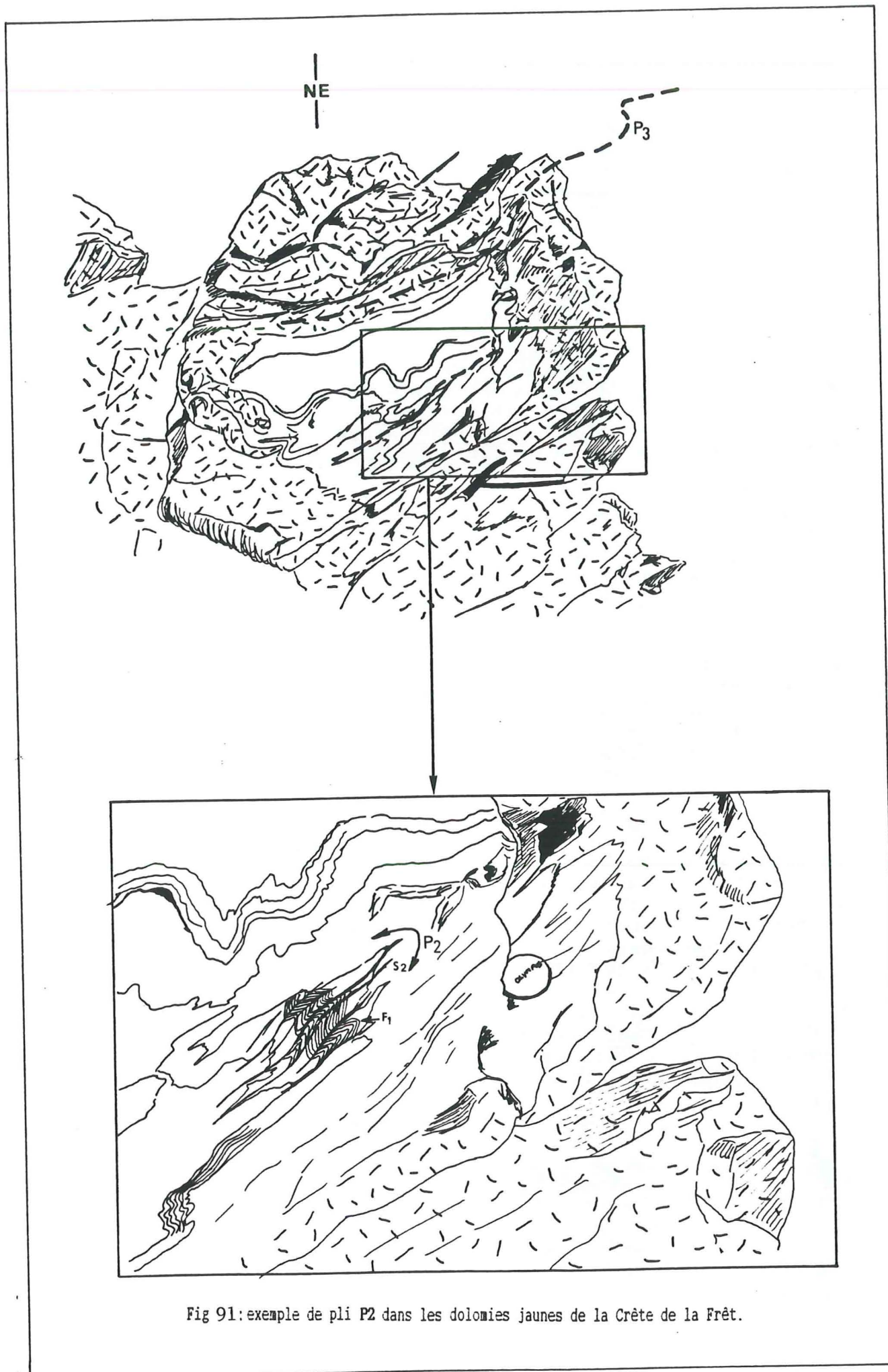


Fig 91: exemple de pli P2 dans les dolomies jaunes de la Crête de la Frêt.

Néanmoins, selon PLATT et LISTER (1978), elle interviendrait sous un faciès schiste vert à glaucophane.

Les exsudations de quartz des micaschistes gris du socle peuvent montrer, localement, des plis intrafoliaux très étirés, voire des boudinages en raison de leur différence de compétence par rapport aux micaschistes gris.

c) conclusion

D1 est responsable de la mise en place des différentes unités structurales, selon de grands accidents plats jalonnés soit par des quartzites phylliteux (accident du lac de l'Arpont, écaille de Chasseforêt), soit par une faible épaisseur de cargneules (Crête de la Frêt, lac de Roche Ferran).

On retrouve l'accident du lac de l'Arpont (PLATT et LISTER, 1985 a/b) à l'Ouest du lac de Chasseforêt et on peut le suivre jusqu'au long du torrent de Plan Gressan (fig 88). L'analyse des figures d'interférences de plis que montre cet accident (fig 88) permet de supposer qu'il a été déformé par au moins deux générations de plis : une première probablement subméridienne et une seconde d'axe transverse. En raison de la même orientation axiale des plis P1 et P3a et des plis P2 et P3b, il est difficile de dire si l'on a ici la superposition de plis P1 + P2 ou bien de plis P3a + P3b. Cependant, par analogie avec les observations faites à Pierre Brune et au Plan du Lac, les plis de première génération pourraient bien être des P1 et ceux de seconde génération des P2.

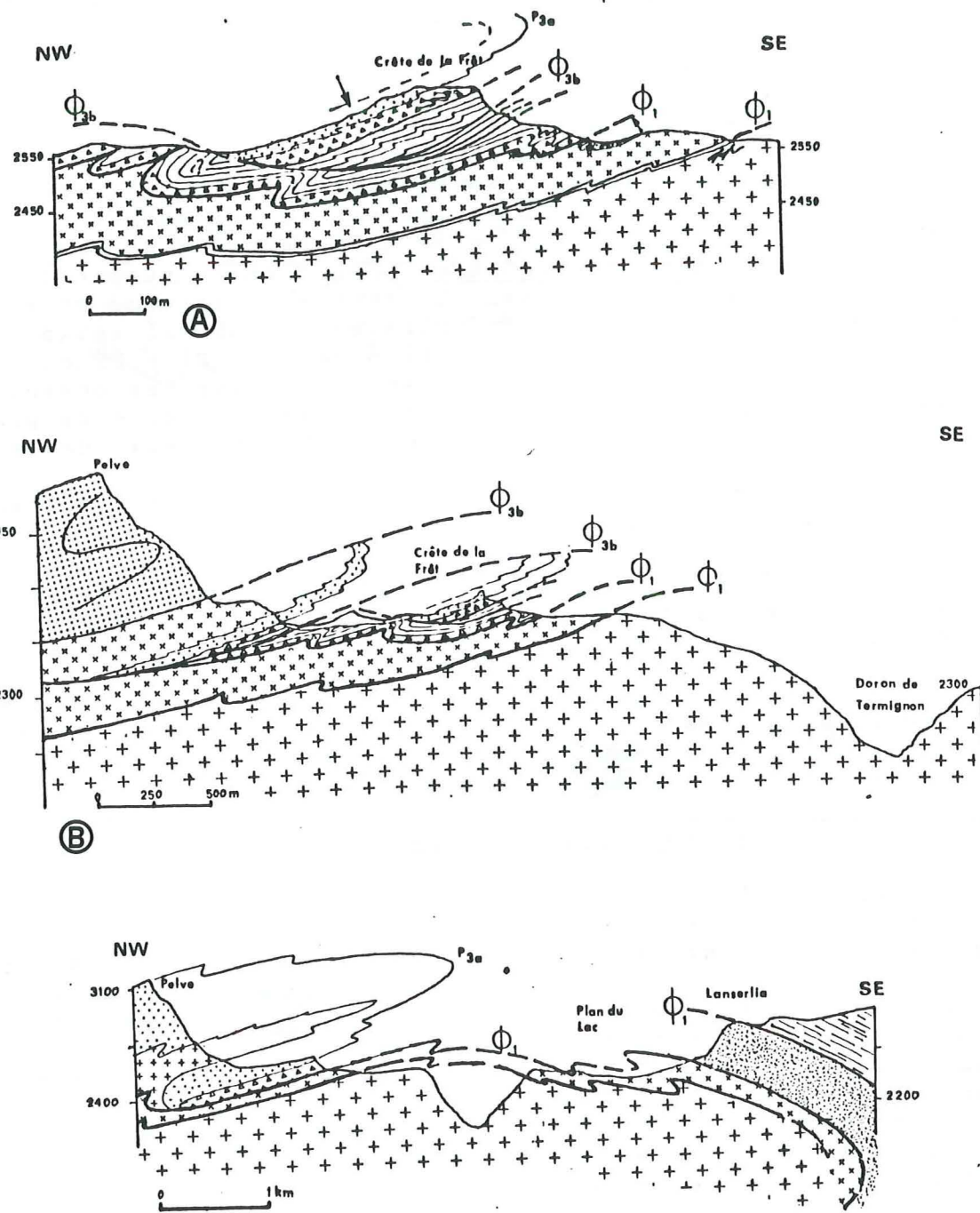
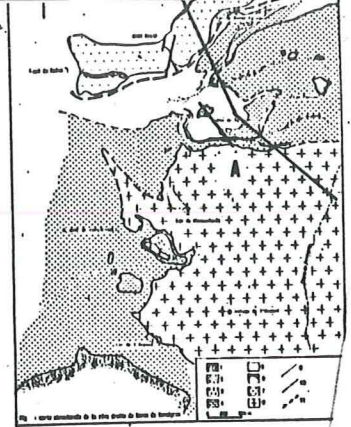
Le fort étirement lié à D1 s'exprime tant à l'échelle centimétrique qu'hectométrique :

- à l'échelle centimétrique, il est souligné par la linéation à glaucophane (N 130) et un boudinage des exsudations de quartz dans les micaschistes gris du socle.

- à l'échelle hectométrique, cet étirement amène un mégaboudinage de dolomies noriennes qui se traduit actuellement par un alignement, selon une direction NW/SE, de buttes témoin à matériel essentiellement triasique.

2) La phase plicative transverse

PLATT et LISTER (1985 a/b) avaient déjà remarqué l'absence de grandes structures D2 à l'Arpont. De même DONDEY (1986) signale que D2 est surtout bien exprimée au Sud de la Dent Parrachée et très peu au Nord. Dans le secteur étudié ici, D2 est difficile à mettre en évidence en raison de la rareté des structures qui lui sont associées. Lorsqu'on peut les observer, il s'agit de plis mésoscopiques, d'orientation grossièrement Est-Ouest (fig 91) et déversés vers le Nord. Ces plis "d'entraînement" ne sont malheureusement jamais associés à une grande structure visible, comme c'est le cas plus à l'Est, au Plan du Lac et à Pierre Brune.



Structure sur une transversale Mont Pelve-Plan du Lac, avant le rétrocharriage D3b.

Fig 92: coupes géologiques du secteur Pelve-plateau du Pelve, mise en évidence de l'importance de D3.

- relations avec les contacts précoces

Immédiatement au Nord du lac de l'Arpont, le contact précoce délimitant les deux unités de socle est repris par des plis transverse P2 (PLATT et LISTER, 1985 a/b ; fig 95), tandis que plus au Nord, dans le même contact ces structures de phase D2 sont totalement oblitérées par D3 (fig 95).

- exemples de plis mésoscopiques

Les dolomies jaunes de la Crête de la Frêt montrent la superposition de deux épisodes plicatifs : un premier, bien marqué dans les niveaux phylliteux, qui donne des plis isoclinaux et une schistosité de plan axial qui crénule la foliation F1 (fig 91), et un second qui ondule la schistosité antérieure et s'exprime très bien dans les dolomies selon des plis N 40, déversés vers le SE.

Les plis de seconde génération ont déjà été attribués à D3a par DONDEY (1986). Les plis de première génération montrent quant à eux un sens de déversement vers le Nord-Ouest et la schistosité un plongement vers le Sud-Est (après annulation de la déformation D3a), ce qui permet de les attribuer à D2.

- conclusion

Au Nord du lac de l'Arpont, D2 est très mal exprimé, aussi bien au niveau des grandes structures que des structures mineures. On ne retrouve pas de plis majeurs comme au Plan du Lac ou à Pierre Brune et seuls quelques plis mésoscopiques sont observés, orientés N 110 à N 130 (fig 93) et montrant parfois une schistosité de plan axial qui plonge vers le Sud-Est.

3) La phase de rétrocharriage D3

C'est de loin la déformation la mieux exprimée dans ce secteur, aussi bien dans le socle que dans la couverture écaillée qu'il supporte. On retrouve les deux épisodes de déformation définis par PLATT et LISTER (1985 a/b) dans la région du lac de l'Arpont et de la Dent Parrachée. On les a également observés plus à l'Est, dans la région du Plan du Lac.

Ces deux épisodes (D3a et D3b) interviennent dans un même continuum de déformation. Ils se traduisent par deux directions majeures de plissement et l'apparition de contacts cisailants à vergence interne (PLATT et LISTER, 1978/1985 a/b / DONDEY, 1986). Ces deux directions privilégiées sont les suivantes:

- une première, qui donne des plis P3b orientés N 10 à N 40, déversés vers le Sud-Est, et qui seraient responsables de l'inversion de polarité des séries bréchiqes de la Crête de la Frêt et du lac de Roche Ferran (fig 92), comme l'a mis en évidence DONDEY (1986).

- une seconde direction, qui donne des plis P3a orientés N 80 à N 100, déversés vers le Sud, que PLATT et LISTER (1985b) expliquent par une réorientation des structures D3a, suite à l'apparition d'une forte contrainte cisailante vers le Sud-Est, qui va paralléliser les axes de plis P3a avec les axes P2.

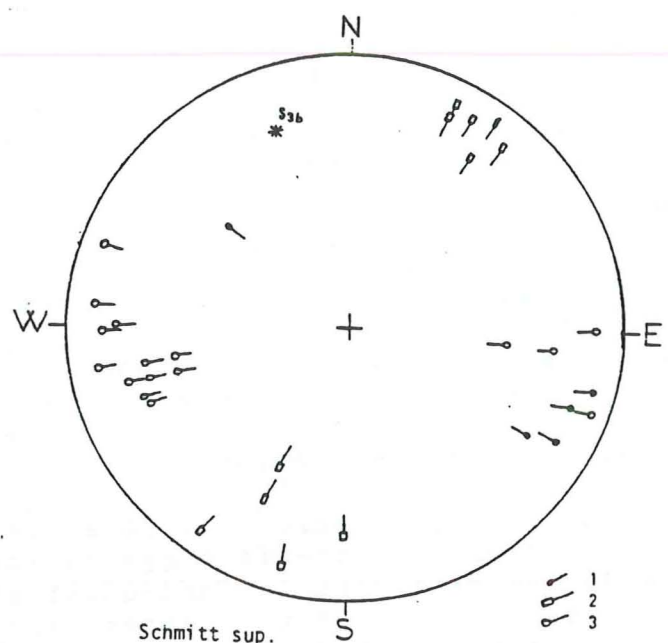


Fig 93: orientation des mésostructures dans les micaschistes gris du socle (Arpont/plateau du Pelve).

1: axe de pli P2. 2: axe de pli P3a. 3: axe de pli P3b.

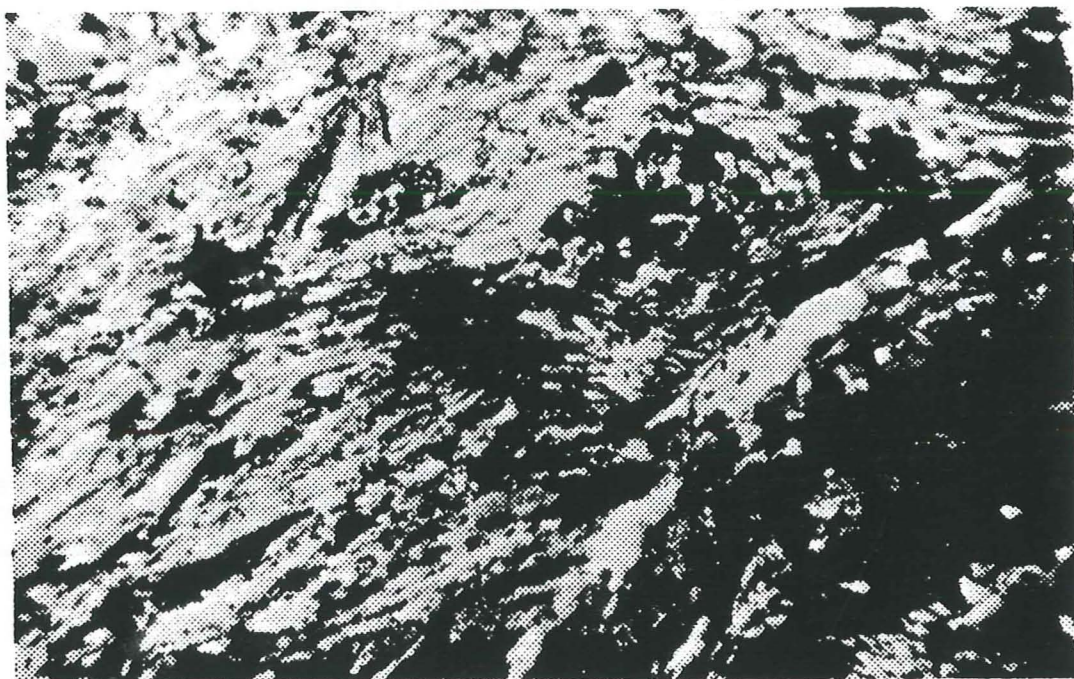


Fig 94 : albites anté-cynématiques reprises par une crénulation D3b (d'après photo de lame mince)

Ce deuxième épisode serait également responsable d'un basculement des vergences de plis P2 à proximité des fermetures des P3b (PLATT et LISTER, 1985b).

Une telle succession d'évènements tectoniques amène une grande complexité des structures et rend difficile la compréhension d'ensemble de ce secteur. Afin de mieux appréhender cette dernière, D3a et D3b seront décrits séparément, comme s'il s'agissait d'évènements distincts, tout en gardant à l'esprit que l'on se situe dans le même continuum de déformation D3.

a) premier épisode, les structures méridiennes de D3a

Contrairement à ce que l'on observe en rive gauche du Doron de Termignon, où D3a n'amène qu'une ondulation assez lâche de la foliation (cf p.), on remarque que ce premier épisode de la phase de rétrocharriage D3 est responsable de la création de plis kilométriques, d'axe NE/SW, déversés vers le Sud-Est (DONDEY, 1986). Ils sont surtout bien exprimés dans le secteur du plateau du Pelve.

Grâce à une étude structurale du chaînon Mont Pelve/plateau de la Réchasse, DONDEY (1986) a déjà mis en évidence l'importance de la phase de rétrocharriage dans ce secteur. Cette dernière reprend les structures antérieures et transforme l'édifice en un vaste pli anticlinal couché, dont le flanc inverse, très étiré et laminé, serait représenté par les séries du lac de Roche Ferran et de la Crête de la Frêt (fig 92 A et B).

L'étude microstructurale et les levés cartographiques que j'ai effectués dans ce secteur abondent dans ce sens. D3a semble bien être responsable de l'inversion de polarité des séries bréchiques du lac de Roche Ferran et de la Crête de la Frêt.

Par contre, on remarque que D3a n'a pas inversé la polarité du socle sous-jacent qui montre, au Nord du torrent de la Letta sa couverture paléozoïque et le long du torrent de Plan Gressan, des lambeaux de couverture jurassique adhérente (fig 88 et 92). Cette observation est confirmée par l'analyse des plis d'entraînement associés aux plis majeurs P3a, qui montrent une assymétrie qui permet de supposer que l'on se situe sur le flanc normal d'un grand pli P3a déversé vers le Sud-Est (fig 92).

* conclusion

A la lumière des observations de DONDEY (1986) et des nouvelles données présentées ici, on peut envisager que le vaste anticlinal de nappe défini par l'auteur précédent (fig 92) constitue, en fait, un pli d'entraînement kilométrique d'un pli P3a beaucoup plus vaste, que l'on pourrait suivre jusqu'au Plan du Lac, où une nouvelle charnière s'amorcerait (fig 92). Ceci pourrait expliquer en partie qu'au Plan du Lac le rétrocharriage ne se traduise que par un redressement des structures préexistantes et une ondulation de la foliation (cf p.119).

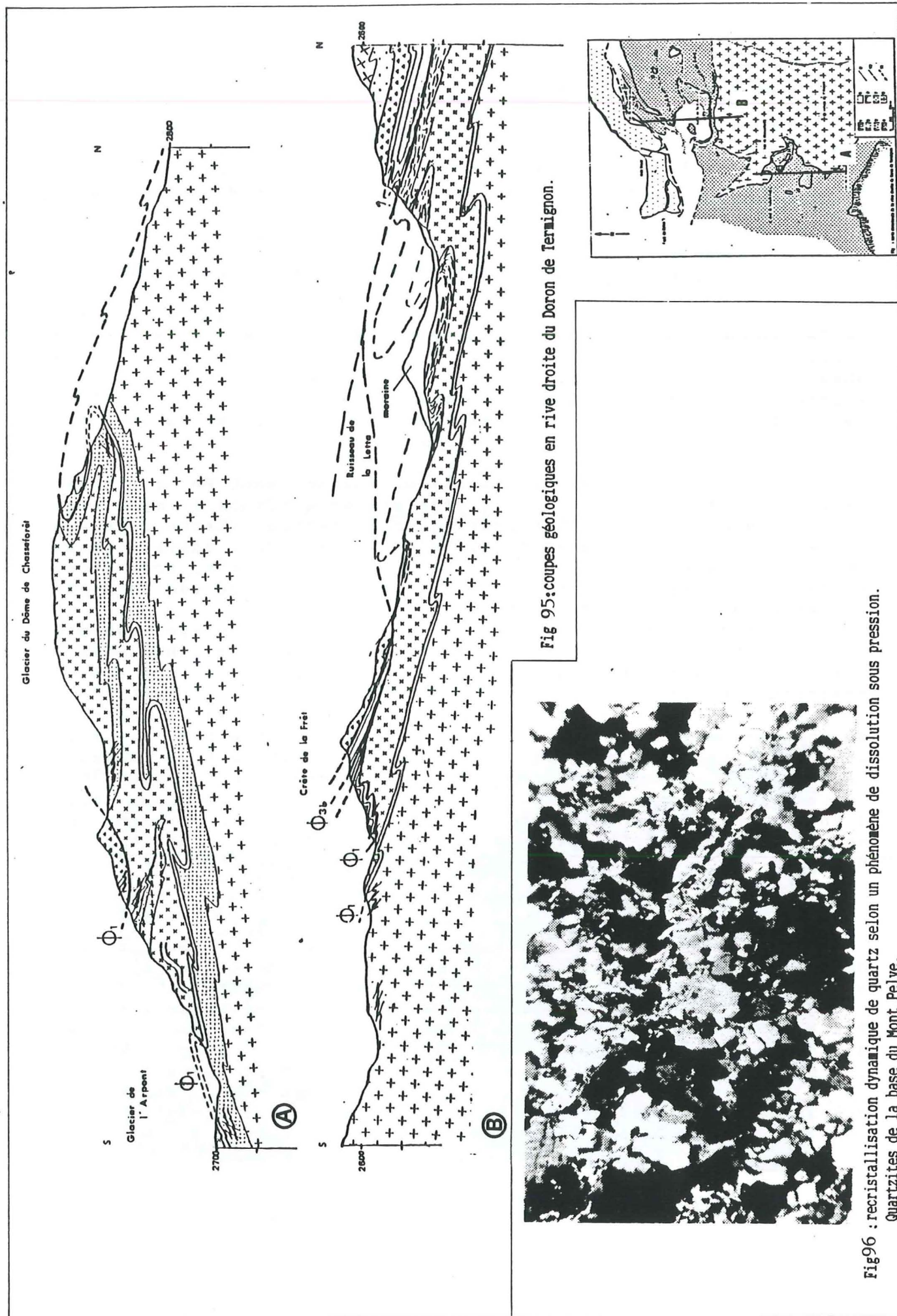


Fig 95: coupes géologiques en rive droite du Doron de Ternignon.

Fig 96 : recristallisation dynamique de quartz selon un phénomène de dissolution sous pression. Quartzites de la base du Mont Pelve.

b) deuxième épisode, les structures transverses de D3b

Consécutivement à l'apparition d'une forte contrainte cisailante vers le Sud-Est, accompagnée d'une augmentation de l'intensité de déformation, les structures apparues avec D3a vont être réorientées selon une direction Est-Ouest, parallèlement aux axes de plis P2 (PLATT et LISTER, 1985b).

Ce deuxième épisode de déformation D3b se caractérise par:

- des plis mésoscopiques d'axe N 80 à N 100 déversés vers le Sud (fig 93), une schistosité de plan axial très pénétrative (S3b), pentée vers le Nord à horizontale, et une linéation de crénulation parallèle aux axes de plis P3b. L'attribution à D3b de ces structures se fait d'après l'étude de lames minces qui témoignent de leur postériorité par rapport aux albites inter D2 -D3 (fig 94).

- l'apparition de cisaillements vers le Sud ou le Sud-Est, qui découpent les structures apparues avec D3a.

b.1) structures majeures

b.1.1) les cisaillements précoces plissés

- le contact du lac de l'Arpont

A proximité du lac, le contact 1 est plissé par des microplis déversés vers le Nord (PLATT et LISTER, 1985 a/b). Par contre, lorsqu'on le suit vers le Nord, le déversement des plis mineurs (qui reprennent la foliation F1 dans les quartzites phylliteux) s'inverse vers le Sud-Est (fig 95). Cette inversion peut être expliquée comme le basculement du sens de déversement des microplis P2, plus que par une rotation des axes de plis P3a, puisque ces derniers sont régulièrement exprimés dans cet accident. Le mécanisme invoqué pour expliquer ce basculement serait un important cisaillement vers le Sud-Est (PLATT et LISTER, 1985b). Cette opposition de sens de déversement des plis qui reprennent l'édifice l'accident de l'Arpont amène l'apparition, en coupe, de figures d'interférences caractéristiques (fig 95), qui évoquent des plis en fourreau.

- le contact de base de l'écaille de Chasseforêt

Il est jalonné par une épaisseur métrique de quartzites phylliteux, riches en phénocristaux d'albite, et montre des microplis d'axe N 80 à N 90, déversés vers le Sud, qui reprennent l'albite inter D2-D3. Dès lors, on peut attribuer ces plis à D3b.

- le contact de base de la Crête de la Frêt

Le contact lui-même n'a pu être analysé puisqu'il est jalonné par un coussinet de cargneules. Cependant, immédiatement au dessus de celui-ci, les marbres bréchiques montrent des plis mésoscopiques d'axe N 70, déversés vers le Sud-Est (fig 95), qui se superposent à des plis P3a (N 20, déversés vers l'Est). On peut donc estimer que le contact de base de cette écaille est repris par D3b, selon des plis grossièrement Est-Ouest, déversés vers le Sud-Est (fig 95).

b.1.2) les cisaillements contemporains de D3b

- la Crête de la Frêt

Les schistes de la Frêt sont découpés par trois accidents plats, jalonnés par un mélange de cargneules et de marbres bréchiques du Malm (fig 95), et qui sont à rattacher à D3b. Ces cisaillements en "retour" pourraient également être responsables du décollement des marbres bréchiques de la Crête de la Frêt par rapport aux schistes de la Frêt.

- la base du Mont Pelve

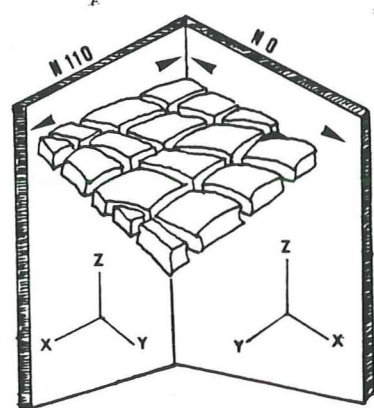
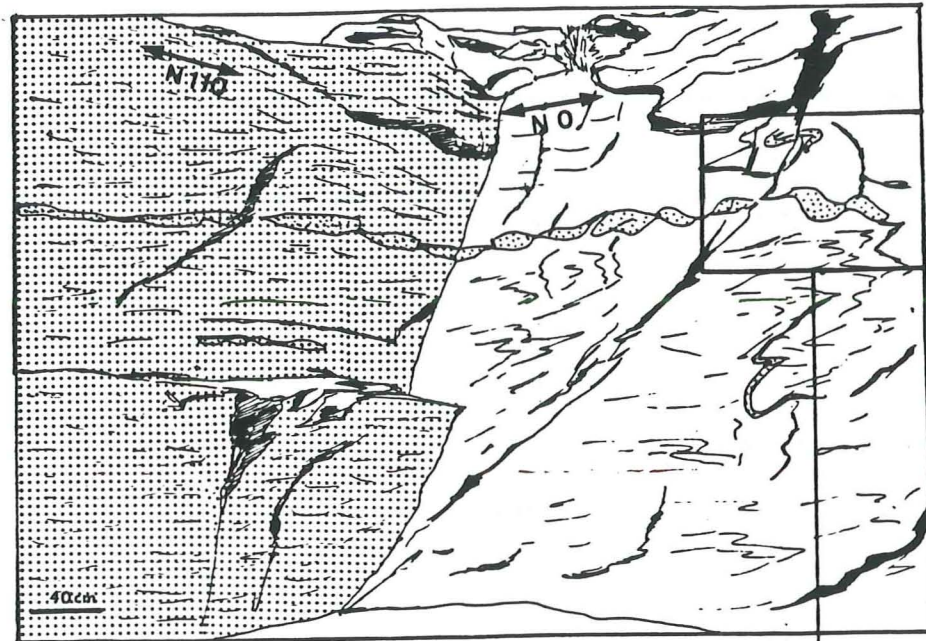
La base de l'impressionnante falaise de quartzites du Mont Pelve montre par endroit, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, une zone extrêmement broyée et riche en minéralisations. En lame mince, les cristaux de quartz apparaissent fortement déformés et intensesment recristallisés (recristallisation dynamique, WHITE et al., 1981), certainement selon un phénomène de dissolution sous pression ("pressure solution", fig 96). Cette déformation est probablement contemporaine du rétrocharriage du Mont Pelve sur le plateau du Pelve, selon un accident cisailant tardif ((D3b) qui vient tronquer le pli majeur P3a mis en évidence par DONDEY (1986).

- conclusion

Ces cisaillements tardifs pourraient expliquer l'absence de structures contemporaines de D3b dans les écaïlles qu'ils délimitent. En effet, on remarque que dans les séries de la Crête de la Frêt et du lac de Roche Ferran les plis P2 et P3a ne sont pas réorientés par D3b. On peut envisager que, lors de l'apparition de la forte contrainte de cisaillement vers le Sud-Est, les déformations se soient exprimées par l'intermédiaire de ces accidents tardifs, provoquant ainsi un reflux vers l'Est ou le Sud-Est des écaïlles qu'ils délimitent. Ce reflux ne s'accompagnant pas d'une réorientation des structures plicatives antérieures.

b.2) aperçu sur les structures mineures

Ce sont essentiellement des microplis et des crénulations d'axe N 80 à N100 (fig 93), déversés vers le Sud, et que l'on observe essentiellement dans le socle ou le long de l'accident du lac de l'Arpont. Parallèlement à l'apparition de ces microplis, le fort étirement lié à D3b va boudiner les niveaux compétents dans les micaschistes gris du socle (exsudations de quartz), dont le sens de rotation témoigne d'un cisaillement vers le Sud (fig 97). Ce boudinage se surimpose à celui initié lors de D1, ce qui amène des figures de boudinages en "tablettes de chocolat" (fig 97), caractéristiques de la superposition de deux phases de déformation non coaxiale (RAMSAY, 1967/1983).



Rotation dextre des boudins de quartz, cisaillement contemporain de D3b.

Fig97; figures de boudinage en tablettes de chocolat dans les micaschistes gris de l'Arpont.

c) conclusion

D3 est la déformation qui a laissé la plus forte empreinte sur le secteur du plateau du Pelve, où le rétrodéversement et le rétrocharriage de l'édifice de nappe prennent toute leur signification. Conformément à ce que soupçonnaient PLATT et LISTER (1978, 1985b), D3 se caractérise par deux familles de structures, consécutives à une augmentation de la déformation et à l'apparition d'une contrainte cisailante vers le Sud-Est (D3b), qui va réorienter les structures apparues lors du premier épisode de déformation (D3a).

le premier épisode (D3a), que l'on pourrait qualifier de rétrodéversement, va créer un grand pli couché, d'axe environ N 40, déversé vers le Sud-Est, que DONDEY (1986) avait déjà mis en évidence au Mont Pelve (fig 92).

le deuxième épisode (D3b) se déroule sous l'influence d'une forte composante cisailante vers le Sud-Est (PLATT et LISTER, 1978/1985b) qui va amener un rétroécaillage du Mont Pelve et des séries bréchiques du plateau du Pelve (fig 92 A/B), rétroécaillage qui tronque les structures apparues avec D3a. Le fonctionnement de ces cisaillements tardifs, à la base de ces écailles de couverture, pourrait expliquer l'absence de réorientation des structures D2 et D3a dans ces dernières, la déformation s'étant concentrée le long de ces accidents tardifs. Par contre, dans le socle sous-jacent et le long des contacts précoces, D3b est bien marquée, essentiellement par des microplis, des crénulations et un boudinage des niveaux compétents (exsudations de quartz) qui témoignent d'une remobilisation et d'une réorientation des structures antérieures par une forte composante cisailante vers le Sud-Est (fig 97).

III) CONCLUSION

L'étude structurale de ce secteur permet de souligner à nouveau (à la suite de DONDEY, 1986) l'importance des structures de rétrocharriage dans le région du plateau du Pelve. Les observations méso et microstructurales permettent de retrouver trois grandes phases de déformations.

- D1, phase des charriages précoces, qui se caractérise par l'empilement des différentes unités tectoniques et par la superposition de deux écailles de socle, selon un grand accident cisailant que l'on suit depuis le lac de l'Arpont jusqu'au torrent de Plan Gressan (fig 88). L'existence de plis synchrones de la mise en place des nappes (P1) est soupçonnée après l'analyse des figures d'interférences de plis que montre l'accident du lac de l'Arpont. Un fort étirement est à D1 et amène un mégaboudinage de dolomies triasiques, appartenant à la nappe de la Gande Motte, selon une direction NW/SE.

- D2 est la classique phase plicative transverse, dont l'existence est déduite de l'analyse des rares microstructures qui lui sont associées. Aucune structure majeure n'a été observée sur le secteur étudié, vraisemblablement en raison de l'importance du rétrocharriage D3 qui a fortement réorienté les structures préexistantes.

- D3 reprend tout l'édifice plissé et se traduit par deux familles de structures, qui ont été déjà mises en évidence au Plan du Lac et dans le massif de la Dent Parrachée (PLATT et LISTER, 1978/1985 a/b / DONDEY, 1986). D3a se caractérise par un rétroplissement vers le Sud-Est, selon un vaste pli couché d'axe N 40, dont le Mont Pelve représenterait un pli d'entraînement kilométrique. D3b réoriente les structures antérieures, grâce à l'expression d'une forte composante cisailante vers le Sud-Est (PLATT et LISTER, 1985 a/b) qui va amener le rétrocharriage, vers le Sud ou le Sud-Est, du Mont Pelve et des écailles du plateau du Pelve.

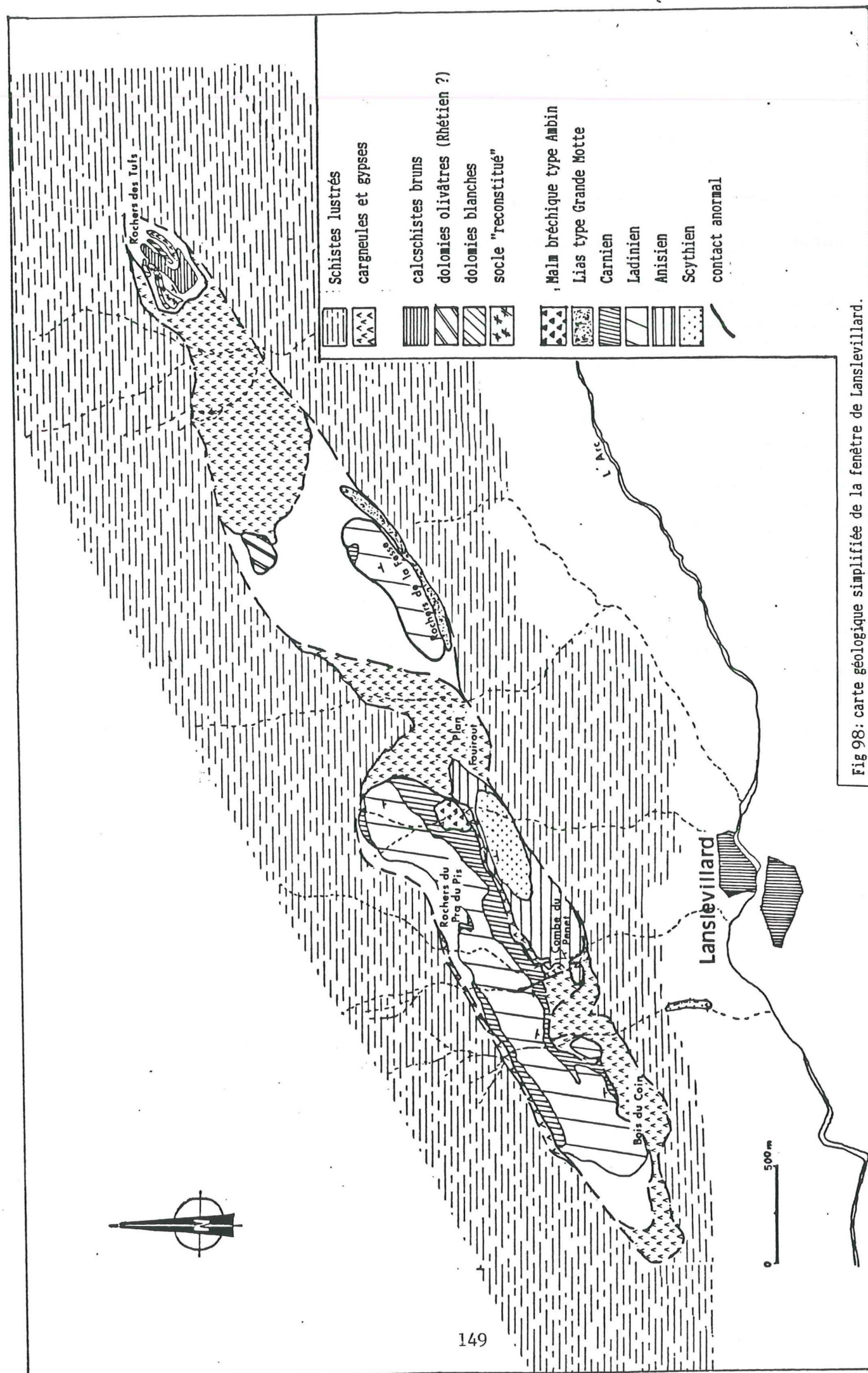


Fig 98: carte géologique simplifiée de la fenêtre de Lanslevillard.

F) STRUCTURE FENETRE DE LANSLEBOURG-LANSLEVILLARD

I) INTRODUCTION

1) Les travaux antérieurs

E. DEVILLE (1987) a proposé d'expliquer l'aspect dilacéré de la série triasique de la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard (qu'il dénomme fenêtre de Lanslebourg), en invoquant un mégaboudinage de cette dernière, à la suite d'un étirement Est-Ouest. D'autre part, cet auteur relie les plis transverses affectant cet édifice à une phase plicative apparue sous un serrage Est-Ouest, et qui correspondrait à notre D2.

L'étude structurale qui suit propose plutôt de relier la structuration de cette fenêtre à la phase de rétrocharriage D3.

2) Rappel de la stratigraphie

La fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard montre essentiellement des sédiments d'affinité briançonnaise, d'âge Trias inférieur (Scythien) à Trias moyen (Carnien basal). Cette série triasique, est découpée par des accidents plats, jalonnés par des cargneules, qui définissent des "boudins" de taille hectométrique à plurikilométrique, allongés selon une direction NW/SE (fig 98). On remarque également des lambeaux de séries type Ambin, de type Grande Motte et de type Chevril, dont la taille ne permet pas une analyse tectonique.

II) MISE EN EVIDENCE DES DEFORMATIONS

On peut rattacher à D1 la surface de charriage des Schistes lustrés sur les sédiments briançonnais, surface qui est ici largement déformée avec le Briançonnais. De même, la foliation principale de l'édifice plissé est probablement apparue avec D1.

La fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard est affectée par deux familles de plis (fig 101):

- une première, qui donne des plis d'axes N 150 à N 20, déversés vers l'Est, et que l'on peut attribuer sans ambiguïté à D3a.

- une seconde, qui se traduit par des plis d'axes N 80 à N 100, déversés vers le Sud, et qui seraient à rattacher à D3b. La formation de ces plis d'axes transverses se ferait sous un régime de déformation non coaxiale (cisaillement simple) qui serait responsable de l'architecture actuelle de la fenêtre.

1) Les structures de rétrocharriage

a) attribution à D3b des plis d'axes transverses

E. DEVILLE (1987) considèrerait qu'ils représentaient des plis contemporains de notre phase plicative transverse D2, responsable de la structuration des unités de Vanoise selon de grands plis nappes déversés vers le Nord. Cependant, ces plis montrent: - dans les flancs inverses, une vergence Nord avec une schistosité de plan axial pentée vers le Sud,

- dans les flancs normaux, une vergence Sud et une schistosité de plan axial pentée vers le Nord.

Ils traduiraient donc l'existence d'un vaste pli-nappe déversé vers le Sud ou le Sud-Est, contemporain du second épisode du rétrocharriage (D3b), qui intervient sous l'influence d'une forte contrainte cisailante vers le Sud-Est (PLATT et LISTER, 1985a/b).

Ces plis transverses affectent aussi bien les Schistes lustrés incompetents que les quartzites triasiques très compétents. Dans les Schistes lustrés les plis sont semblables, à charnière épaissie et flancs étirés, et montrent une schistosité de plan axial très pénétrative qui crénule la foliation principale F1 ou F2. Dans les niveaux plus compétents (dolomies et quartzites) les plis sont plutôt concentriques.

2) Le mégaboudinage NE-SW

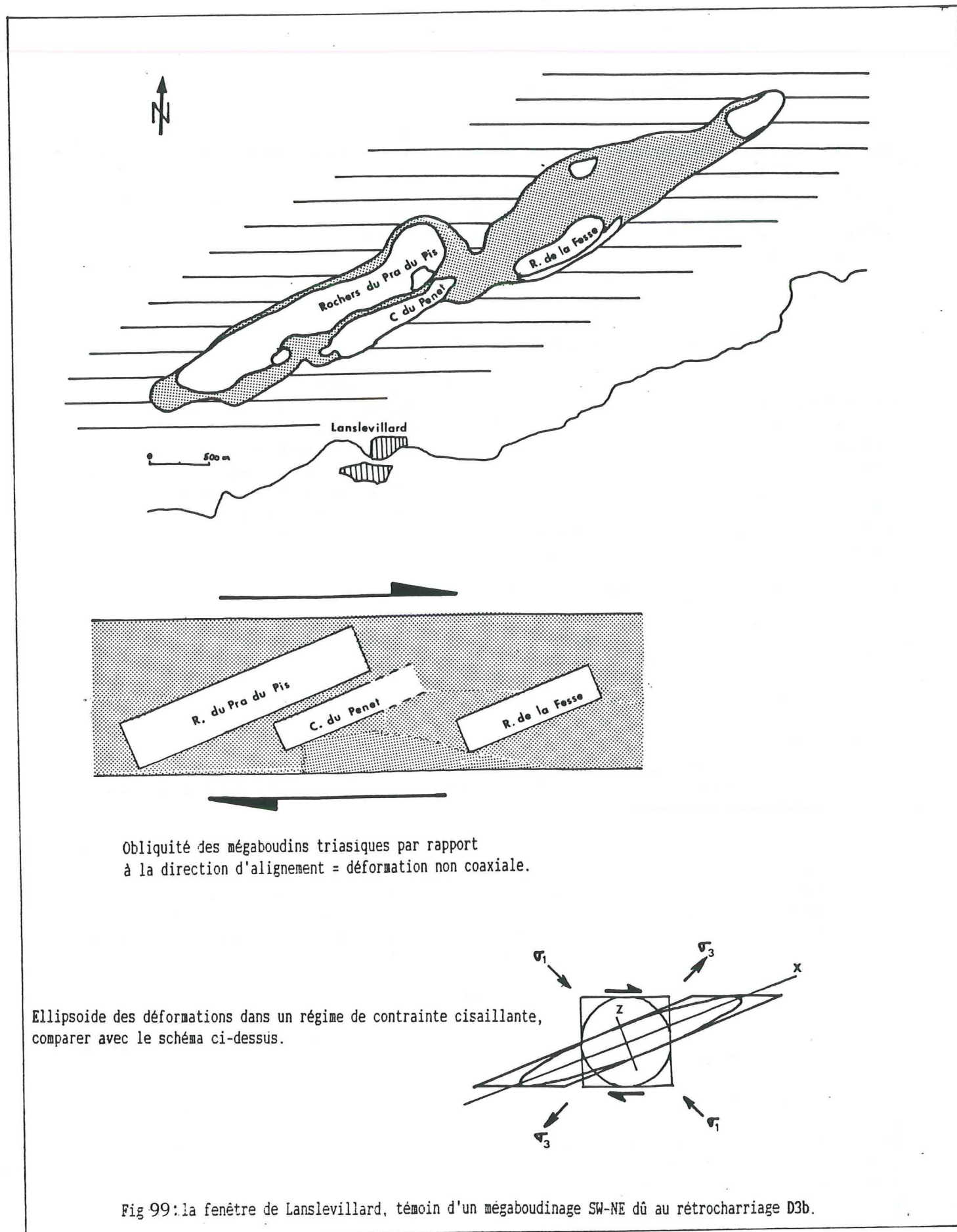
L'analyse cartographique de la fenêtre de Lanslebourg - Lanslevillard montre que les matériaux compétents que représentent les sédiments triasiques forment des boudins allongés selon une direction NW-SE. D'autre part, à l'Est des Rochers du Pra du Pis, les Schistes lustrés et les cargneules semblent avoir flué entre les dolomies des Rochers du Pra du Pis et celles des Rochers de La Fesse (fig 98 et 99). E. DEVILLE (1987) a proposé d'interpréter cette architecture comme le résultat d'un mégaboudinage, lié à un intense étirement Est-Ouest lors de sa phase 2. Cette hypothèse apparaît fort séduisante et bien qu'elle demande à être prouvée par des arguments microstructuraux, nous l'adopterons jusqu'à nouvel ordre, en considérant toutefois que ce mégaboudinage est apparu avec le rétrocharriage D3.

a) mécanisme du mégaboudinage

L'obliquité de l'allongement des boudins par rapport à leur direction d'étirement (fig 99) suggère une extension progressive non coaxiale (cisaillement simple), qui serait le résultat d'une contrainte cisailante vers l'ESE (fig 99). D'autre part, on note que ces boudins ont été affectés par les plis d'axes transverses P3b (fig 100).

La superposition de ces deux phénomènes implique une déformation progressive, avec une variation du taux de contrainte au cours de la déformation (RAMSAY, 1967 / RAMSAY et HUBER, 1983). Dès lors, on peut invoquer deux mécanismes pour expliquer la formation de ces boudins plissés:

1° la forte contrainte cisailante vers l'ESE amène un fort allongement orienté NE-SW, qui va boudiner les niveaux compétents que représentent les dolomies et quartzites triasiques et amener un fluage du matériel incompetent entre les boudins (Schistes lustrés et cargneules). Puis l'incrément de déformation suivant inverserait le mode de déformation pour plisser l'édifice.



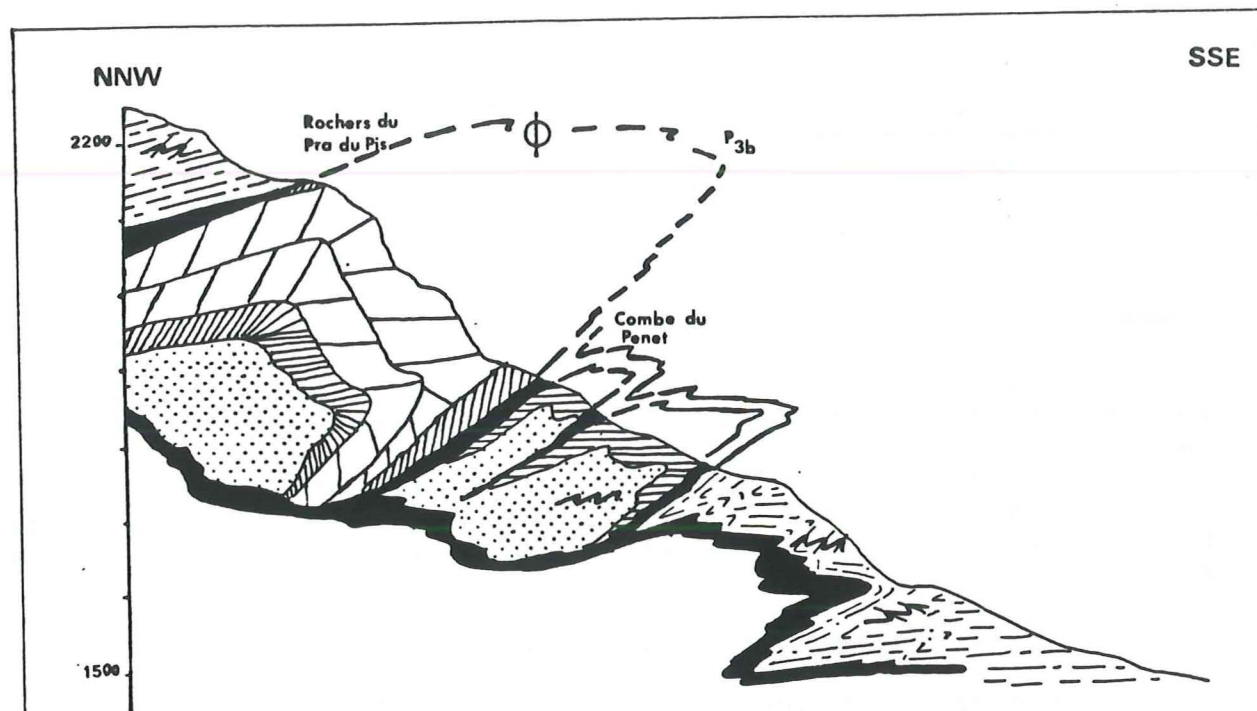


Fig100: coupe géologique simplifiée de la fenêtre de Lanslevillard.

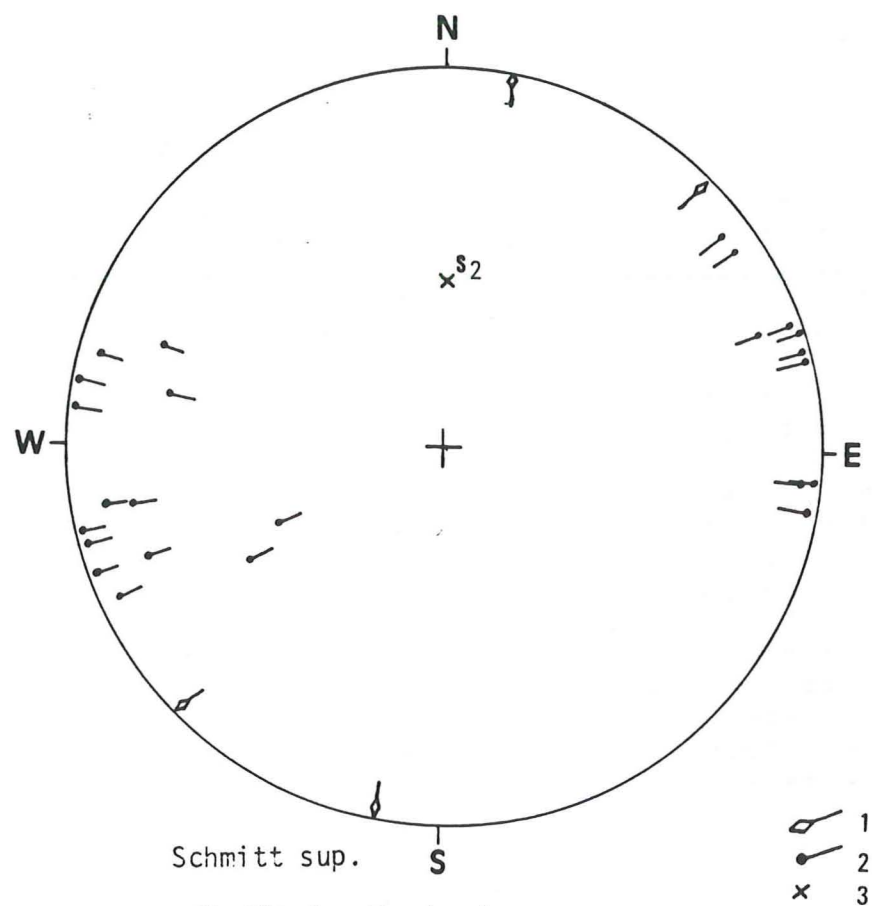


Fig101: orientation des mésostructures de la fenêtre de Lanslevillard

1: axe de pli P3a. 2: axe de pli P3b.
3: pole de la schistosité S2.

2° Il y aurait tout d'abord plissement de l'édifice, suivi d'une forte extension qui provoquerait une rupture du train de plis et l'apparition des boudins actuellement observés.

Le second mécanisme nous semble le plus à même d'expliquer la structure de la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard. En effet, il est tout à fait cohérent avec ce que l'on connaît du rétrocharriage D3 où, suite à un épisode plicatif d'orientation subméridienne, une augmentation de l'intensité de la déformation, accompagnée par un important cisaillement vers le Sud-Est, aurait réorienté les structures antérieures selon une direction transverse. Dès lors, on peut envisager de reconstituer l'évolution structurale de la fenêtre de Lanslebourg - Lanslevillard, lors du rétrocharriage D3, comme suit:

- premier épisode: plissement de l'édifice mis en place lors de D1 selon des plis d'orientation subméridienne déversés vers l'Est ou le Sud-Est (P3a). On retrouve des structures qui témoignent de l'existence de cet épisode plicatif (fig 101).

- deuxième épisode: expression d'une forte contrainte cisailante vers l'ESE qui va réorienter les axes de plis P3a selon une direction transverse. Cette contrainte cisailante est accompagnée d'un étirement important (fig 99) qui entraîne, dans les niveaux compétents, la rupture des plis transverses nouvellement apparus et, ainsi, le mégaboudinage de la série triasique de la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard.

III) CONCLUSION

La fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard est interprétée comme une structure de rétrocharriage, où l'étirement dû à D3b prend toute son expression. L'aspect dilacéré de la série triasique briançonnaise est interprété comme le résultat d'un mégaboudinage des quartzites et dolomies triasiques, accompagné d'un fluage entre les boudins des Schistes lustrés et des cargneules, beaucoup moins compétents. Ce mégaboudinage, déjà invoqué par E. DEVILLE (1987), se produirait dans un régime de déformation continue, où une augmentation de la contrainte amènerait une rupture du train de plis initiés lors de D3a et réorientés par D3b.

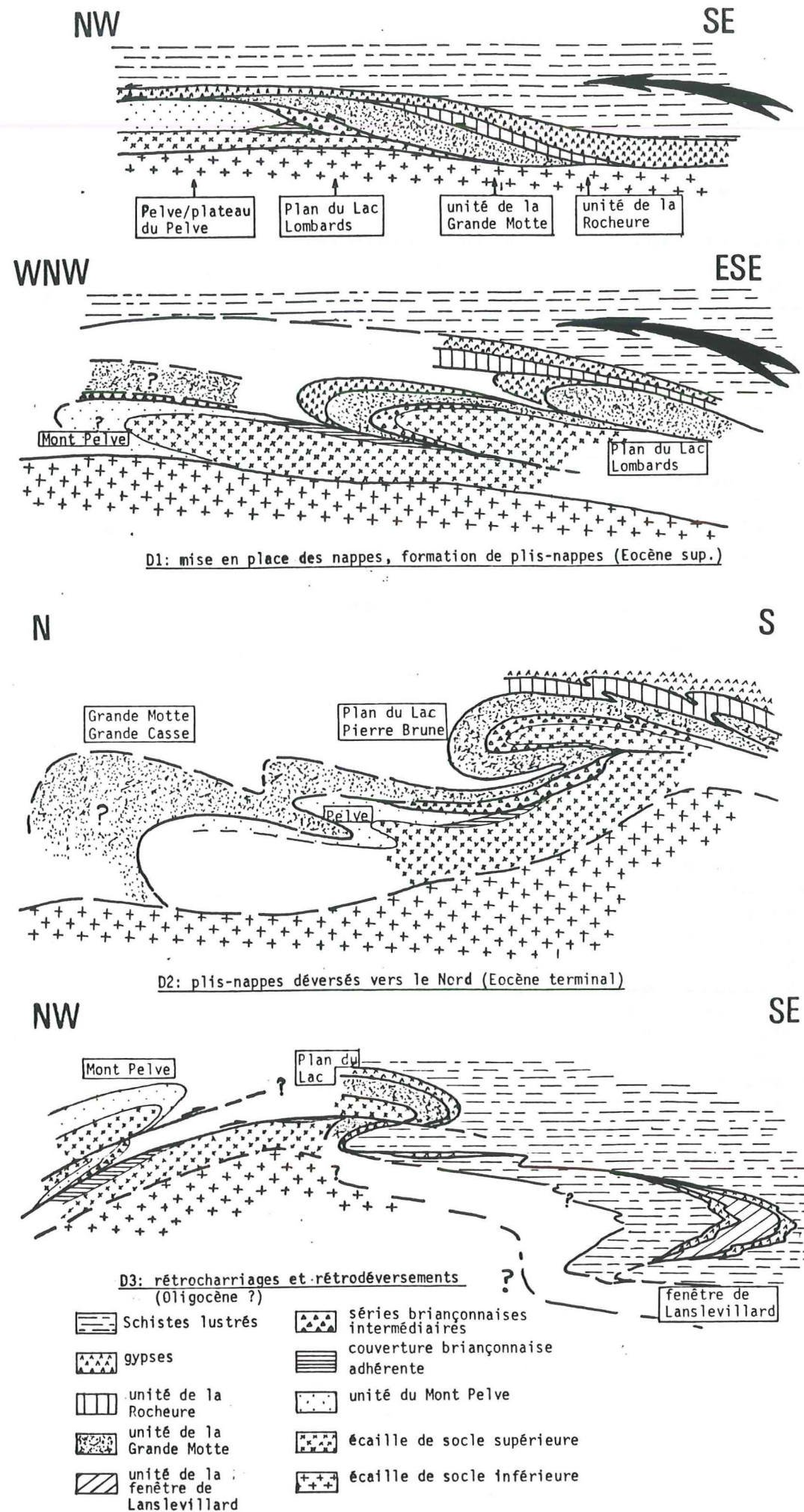


Fig 102 reconstitution de l'histoire tectonique de la bordure interne de la Vanoise méridionale.

	PLATT et LISTER (1985)	DONDEY (1986)	LANDES (1988)
MOUVEMENTS TARDIFS	D4: - culmination de la Vanoise selon un axe N-S - fractures tardives D3: - synforme majeur P3 NE-SW - cisaillements vers l'Est ou le Sud-Est - plis d'axe E-W dans les zones très déformées	D4: - voussure du massif - plis majeurs P4 - chevauchements du socle vers le NW D3: -rétrocharriage vers l'Est - synforme majeur NE-SW	D4: - bombement du massif - fractures tardives D3: 2 étapes: - D3a:rétroplissements vers l'Est - D3b: rétrocaillages vers le Sud et plis d'axe E-W
RETROCHARRIAGES	métamorphisme schiste vert (HP-BT)		
PLISSEMENT TRANSVERSE	D2: - plis P2 d'axes E-W, déversés vers le NW - S2 de plan axial - raccourcissement N-S	D2: - vaste pli pennique N 80 à N 120, déversé vers le Nord - réutilisation locale des contacts précoces	D2: vaste pli pennique déversé vers le Nord
PREMIERS CHARRIAGES	D1: - déformation ductile - plis P1 couchés - S1 de plan axial - linéation à glaucophanes DIRECTION DE TRANSPORT NW métamorphisme schiste bleu (HP/BT)	D1: - mise en place des nappes - plis couchés isoclinaux d'axe probable NE-SW - linéation minérale N 140	D1: - mise en place des nappes - plis nappes d'axes NE-SW - deux familles de contacts cisailants - mégaboudinage des dolomies triasiques de la nappe de la Grande Motte
	OLIGOCENE		EOCENE SUPERIEUR

Fig 103: corrélation des études tectoniques sur le massif de Vanoise méridionale

G) CONCLUSION DE L'ETUDE STRUCTURALE

L'étude structurale a permis de retrouver trois grandes phases de déformation synschisteuses, responsables de la structuration de la bordure interne de la Vanoise méridionale. Ce sont, par ordre d'apparition (fig 102 et 103):

1) D1, qui est responsable de la mise en place des nappes et se caractérise à la fois par l'apparition de vastes écaillés et par la formation de plis nappes, dont l'orientation axiale est estimée NE/SW. L'analyse des relations entre ces plis P1 et les contacts précoces permet de distinguer deux familles de contacts:

- ceux qui sont plissés par les plis P1,

- ceux qui ne seront plissés que par les phases plicatives ultérieures (D2 et D3). Ces derniers délimitent les unités structurellement les plus hautes dans l'édifice de nappes (unité de la Rocheure, Schistes lustrés).

La linéation minérale L1 et des critères de cisaillement permettent de proposer une direction de transport vers le NW pour cette phase D1 (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b).

Enfin, D1 est également responsable du mégaboudinage des dolomies triasiques de la série de la Grande Motte, qui affleurent depuis le Plan du Lac jusqu'au torrent de la Letta.

2) D2 est la phase plicative transverse, qui apparaît sous un régime de déformation non coaxiale (PLATT et LISTER, 1985a/b / DONDEY, 1986) et pourrait représenter la fin des mouvements de D1. Elle structure le massif en un vaste pli pennique, déversé vers le Nord, dont l'architecture est surtout conservée à l'Est du Doron de Termignon.

A l'Ouest du Doron de Termignon, les structures apparues avec D2 sont oblitérées par la phase de rétrocharriage D3 et sont donc difficilement analysables. Cependant, DONDEY (1986) a proposé d'interpréter le chaînon Mont Pelve-Grand Marchet comme un grand pli couché de phase D2, dont le flanc inverse serait représenté par les séries écaillées du plateau du Pelve (Crête de la Frêt, lac de Roche Ferran). L'inversion de polarité de ces séries nous semble plutôt à rattacher à D3 et, dès lors, la structure du Pelve-Grand Marchet pourrait être interprétée comme un pli d'entraînement d'une structure beaucoup plus vaste.

3) D3 est la phase classique de rétrodéversement et rétrocharriage des structures. Elle se caractérise par la succession de deux épisodes, et traduit un régime de déformation continue, où les incréments de contraintes varieraient, en direction et/ou en intensité, à mesure que l'intensité de déformation augmente.

* la première étape (D3a) structure le secteur Mont Pelve-plateau de la Réchasse en un grand pli couché d'axe N 40, déversé vers le SE (DONDEY, 1986) que l'on peut suivre jusqu'au Plan du Lac.

* La seconde étape (D3b) amène le rétrocharriage vers le SE du Mont Pelve et des écaillés du plateau du Pelve, selon des cisaillements plats qui tronquent les structures apparues avec D3a.

Enfin, D3b serait responsable du mégaboudinage de la série triasique de la fenêtre de Lanslebourg, qui interviendrait consécutivement à un cisaillement vers l'ESE.

4) D4 ne perturbe que faiblement la structuration acquise par l'édifice et se traduit par:

- un basculement de la foliation principale vers l'Est, consécutivement au bombement du socle de Vanoise méridionale qui se plisse en une large voûture.

- le jeu de failles tardives, généralement subméridiennes, qui découpent l'édifice avec un jeu normal ou décrochant.

A la suite de cette étude structurale, on remarque que les différentes déformations qui se succèdent pourraient fort bien intervenir dans un régime de déformation continue et non coaxiale. D2 représenterait la fin des mouvements déclenchés lors de D1. D3 montre deux épisodes qui traduisent une augmentation progressive de l'intensité de déformation, accompagnée d'une variation des incréments de contrainte.

La succession des différentes phases tectoniques prend donc place dans un même continuum de déformation, qui pourrait être lié à la remontée des différentes unités dans le prisme d'accrétion tectonique, comme le suggère PLATT (1986/1987).

* Le modèle de prisme d'accrétion

Ce modèle permet d'expliquer la remontée à la surface des unités à assemblages métamorphiques HB/BT alors que le phénomène de convergence se poursuit. Il invoque la présence, au sommet du prisme, d'une zone déprimée où jouent des failles en extension. C'est le jeu de ces failles listriques, conjugué au phénomène d'accrétion à la base du prisme, qui permettrait la remontée vers la surface des assemblages métamorphiques (PLATT, 1986/1987).

L'observation sur le terrain de structures en extension associées à la fois à D1 et à D3 nous a amené à intégrer les différentes déformations observées dans ce modèle de prisme d'accrétion tectonique. On peut distinguer deux étapes dans ce modèle, ce sont (fig 104):

1) L'enfouissement en profondeur, le long d'un plan de subduction à pendage Est, des grands ensembles paléogéographiques individualisés lors du rifting liasique. Ce phénomène d'enfouissement va amener l'apparition de vastes écaillés imbriquées, à la base du prisme ("underplating" de PLATT, 1986/1987). En même temps, le sommet du prisme réagit au gonflement de sa base par une extension, qui se traduit par l'apparition de failles normales, qui vont compenser la forte dilatation due au phénomène d'accrétion (fig 104).

* La seconde étape (D3b) amène le rétrocharriage vers couverture de Vanoise méridionale serait contemporain de ce phénomène d'accrétion à la base du prisme (PLATT, 1986/1987).

2) La remontée dans le prisme des assemblages métamorphiques ainsi créés. Elle est consécutive à l'addition de matériel subducté à la base du prisme et à l'existence d'une zone en extension au sommet de ce dernier, où les failles compressives initiales seraient réactivées par de grandes failles listriques. Ce phénomène de remontée des roches dans le prisme d'accrétion tectonique se traduirait en surface par une substantielle composante d'extension horizontale, sous ambiance ductile (PLATT, 1986/1987).

L'apparition de la première phase de déformation D1 serait contemporaine de ce mécanisme de remontée des roches vers la surface, de même que les deux phases synmétamorphiques (faciès schiste vert) qui vont suivre.

HISTOIRE TECTONOMETAMORPHIQUE DES DEFORMATIONS

D1: La mise en place de l'édifice de nappe actuellement observé dans le massif de la Vanoise méridionale ne serait pas contemporaine des écaillages en régime compressif dûs au phénomène d'accrétion à la base du prisme. En effet, D1 post-date la phase de métamorphisme schiste bleu (HP/BT) contemporaine de ce phénomène. D1 s'exprimerait lors du phénomène de remontée des assemblages HP/BT, par la réactivation des failles compressives originelles par des failles listriques, celles-ci devenant subhorizontales dès qu'elles rencontrent une zone de cisaillement (PLATT, 1986/1987). La mise en place des nappes vers le NW se ferait donc selon de grands accidents plats en extension, qui découpent la zonation métamorphique. La forte composante d'extension sub-horizontale va amener l'apparition de la foliation principale F1 et la réorientation, dans ce plan de foliation, du glaucophane hérité du métamorphisme HP/BT.

L'âge de la déformation D1 peut être estimé éocène moyen, puisqu'elle intervient nécessairement après le dépôt des derniers sédiments connus dans la région (Schistes noirs de Pralognan, Eocène indéterminé) et avant la phase de métamorphisme mésoalpin (38 à 40 Ma).

En ce qui concerne l'âge du métamorphisme HP/BT (faciès schiste bleu), il ne nous semble pas possible de retenir une des deux hypothèses de BOCQUET (1974), selon laquelle l'âge du métamorphisme HP du socle de Vanoise serait éoalpin (80 Ma), puisque elle implique que la couverture briançonnaise de Vanoise méridionale serait allochtone sur le socle. Il semble bien que cette dernière soit restée solidaire de son socle lors de l'enfouissement le long du plan de subduction, comme en témoigne l'existence de lambeaux de couverture adhérents sur le socle de l'Arpont, et le repos stratigraphique des séries du plateau du Pelve et des Lombards sur le socle micaschisteux.

Dès lors, l'hypothèse de GOFFE (1982), qui envisage, en Vanoise méridionale, une histoire métamorphique commune pour le socle et sa couverture, semble plus en accord avec nos observations.

D2 et D3: Les deux phases de déformations qui vont suivre D1 interviendraient toujours au cours de la remontée des roches dans le prisme d'accrétion, mais sous un faciès schiste vert. L'apparition des paragenèses à albite, chlorite et biotite verte intervient entre D2 et D3 et sépare ainsi nettement ces deux phases de déformations (PLATT et LISTER, 1978/1985a/b / DONDEY, 1986). Cette phase de métamorphisme BP/BT serait consécutive à un ralentissement de la vitesse de subduction, qui amène un réajustement du gradient géothermique. Les datations radiométriques obtenues pour ces paragenèses indiquent toujours un âge mésoalpin (38 à 40 Ma) (BOCQUET et al., 1974 / BOCQUET, 1977). On peut donc proposer un âge anté-oligocène pour D2 et Oligocène à post-oligocène pour D3.

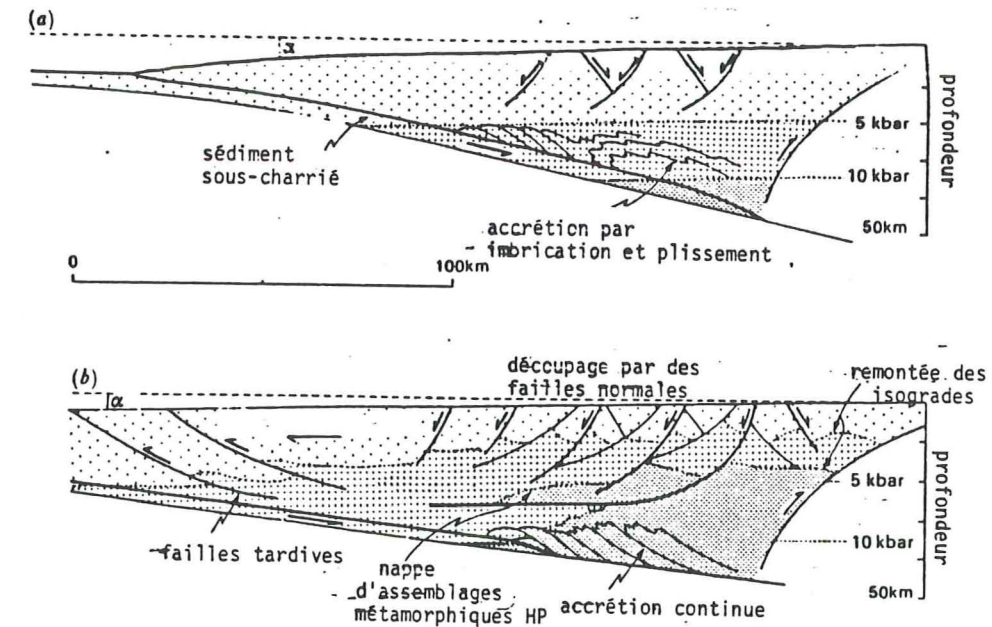


Fig 104: modèle d'évolution d'un prisme d'accrétion. (a) Stade précoce, les sédiments sont accumulés à la base du prisme et subissent un métamorphisme HP. Cette accumulation amène une dilatation de la base du prisme, qui est compensée par une extension dans sa partie supérieure. (b) Les phénomènes d'accrétion à la base et d'extension au sommet amènent la remontée des assemblages métamorphiques les premiers subductés. Les isogrades de métamorphismes remontent également et sont découpés par les accidents extensifs. (d'après PLATT, 1987).

PRINCIPAUX RESULTATS

1) Sur le plan stratigraphique

* La reconnaissance, dans la majeure partie des coupes étudiées, de séries bréchiques de type Ambin (Chasseforêt, plateau du Pelve, Plan du Lac, Lombards et Clochetons), datées du Malm au Crétacé supérieur par analogie de faciés avec les séries parautochtones de CARON et GAY (1977) dans le massif d'Ambin. On propose également de regrouper ces séries bréchiques, actuellement très dilacérées par la tectonique alpine, en une seule unité représentant la couverture sédimentaire de l'unité de socle supérieure.

Par ailleurs, on souligne le caractère peu profond des dépôts du Malm dans ces séries type Ambin, où des niveaux **dolomitiques jaunes plus ou moins bréchiques** sont interstratifiés et boudinés par la tectonique alpine.

* La position intrabriançonnaise du fossé de la Grande Motte, confirmée par le chevauchement de la série type Grande Motte des Rochers de Pierre Brune par des séries type Plan des Nettes et Chevril (unité de la Rocheure).

A partir de ces données lithostratigraphiques on propose une reconstitution paléogéographique, au Dogger, sur une transversale Mont Pelve/Vallon de la Rocheure. Cette dernière met en évidence une morphologie de demi-graben pour le fossé de la Grande Motte. Celui-ci serait limité, pour sa bordure externe (Ouest ?) par l'unité Pelve/Réchasse (JAILLARD et al, 1986 / DONDEY, 1987) ; pour sa bordure interne par les séries type Plan des Nettes et Chevril de l'unité de la Rocheure. On propose également de voir dans la couverture bréchique de l'unité de socle supérieure le témoin d'une zone paléogéographique très étendue, apparue au Malm, et qui borderait au Nord le fossé de la Grande Motte. Ceci amène à se demander si ce dernier n'aurait pas eu une morphologie de "pull a part basin".

2) Sur le plan tectonique, on a montré:

* Que l'on pouvait distinguer deux unités de socles superposées: l'unité inférieure, véritable ossature du massif et l'unité supérieure qui admet une couverture jurassique adhérente.

* Pour D1: - l'existence de deux familles d'accidents cisailants contemporains de cette première phase: ceux qui sont plissés par les plis précoces P1, ceux qui ne seront affectés que par les phases plicatives ultérieures (D2 et D3). Cette deuxième famille de structures semble caractériser un niveau structural plus élevé que la première, puisqu'elle n'intéresse que la partie supérieure de l'édifice de nappe (unité de la Rocheure et nappe de Schistes lustrés).

- L'importance des plis précoces P1 qui redoublent les séries et affectent aussi bien le socle que la couverture.

- Le caractère extensif de la déformation D1, qui amène un mégaboudinage de la base de la série type Grande Motte (Norien), ainsi que des boudinages à l'échelle de l'affleurement à la fois dans le Lias type Grande Motte (DONDEY, 1986) et dans le socle. L'existence de ces critères d'extension permet de proposer d'inscrire les différentes déformations dans le schéma de prisme d'accrétion tectonique de PLATT (1986/1987).

* Pour D2: - l'existence d'un vaste pli pennique déversé vers le Nord, à flanc inverse très étiré, dont la charnière pourrait se fermer dans le massif de la Grande Casse et/ou de la Grande Motte.

* Pour D3: - l'importance de D3b, deuxième étape du rétrocharriage, qui peut totalement réorienter les structures apparues antérieurement.

- L'existence d'un vaste pli rétrodéversé vers le Sud-Est, dont le Mont Pelve représenterait un pli d'entraînement kilométrique.

- La forte composante d'étirement liée à D3b, qui amène un mégaboudinage de la série triasique de la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard.

- ALLENBACH B. (1982). - Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques, analyse tectonique et modélisation de la déformation. Thèse de docteur de spéc., STRASBOURG, 1982.
- ALLENBACH B. et CARON J.M. (1986). - Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Eclogae geol. Helv., vol. 79, n° 1, pp. 75 -116, 1986.
- ANTOINE P. (1971). - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg Saint Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, mém. n° 9, 367 p., 1971.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F. (1954). -Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de France en Maurienne et Tarentaise (Savoie) du 4 au 12 sept. 1954, C. R. Som. Soc. Géol. Fr., n° 17, p. 435-505.
- BARBIER et al (1960-63). - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. In : Livre Mem. Prof. Fallot, mém. h. série Soc. Géol. Fr., t. II, p. 331-378.
- BARD J.P. (1980). - Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, PARIS, 192 p., 1980.
- BAUD A. et MEGARD-GALLI J. (1975). - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase précéanienne: cycles et séquences du Trias de la zone Briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IXème congrès intern. sedim., NICE, 1975, Thème V, p.45-50.
- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M., TRICART P. (1979). -Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) : nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. C. R. Som. Soc. Géol. Fr., 1979, fasc. 4, pp. 180-182.
- BOCQUET J. (1974). - Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 278, n° 21, p 2601-2604, 1974.
- BOCQUET J. (1974). - Etude minéralogique et pétrologique sur le métamorphisme d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse d'état, Univ. GRENOBLE I, 489p..
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C., KRUMMENCHER D. (1974). -K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from western Alps. Contrib. mineral. petrol. 47, p. 7-26, 1974.
- BOURBON M. (1980). - Evolution d'un secteur de la marge nord téthysienne en milieu pélagique: la zone Briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène supérieur. Thèse d'état, STRASBOURG, 580p..
- BOURBON M., GRACIANSKI de P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., MERCIER D. (1976). - Mesozoic evolution of the Western Alps: birth and developments of part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin. Symp: Structural history of the mediterranean basins, Split, 1976, ed. Technip, PARIS, p. 19-34, 1977.
- BROUDOUX B. (1985). - Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse de 3ème cycle, Univ. sc. et tech. de LILLE, 1985, 225p..
- CABY R. (1964). - Etude géologique du bord interne de la zone Briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la vallée étroite (Savoie, haut Val de Suze). Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. 40, p. 131-187.

- CABY R. (1973). - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XV, n° 5/6, p. 624-634, 1973.
- CABY R. (1975). - Geodynamic implications of transverse folding in the Western Alps for the Alpine fold belt. Nature, 1975, vol. 256, pp. 114-117.
- CABY R., KIENAST J.R., SALIOT P. (1978). - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. , fasc 4, p. 307-322.
- CARON J.M. et GAY M. (1977). - La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine Briançonnais et le domaine piémontais. Ecl. Géol. Helv., 70, n° 3, p. 643-665, 1977.
- CARPENAC (1984). - Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes : relations tectonique-métamorphisme. Thèse d'état, ORSAY, 233 p..
- CHOPIN C. (1979). - De la Vanoise au massif du Grand Paradis: une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme haute-pression. Thèse de 3ème cycle, Univ. P et M Curie, 1979, 145 p..
- CHOPIN C. (1985). - Les relations de phase dans les métapelites de haute pression. Approche expérimentale et naturaliste, conséquences géodynamiques pour les Alpes occidentales. Thèse d'état, Univ. P et M Curie, 1985.
- CHOPIN C. et MALUSKI H. (1978). - Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation Ar 39-Ar 40 sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XX, n°5, p. 745-749, 1978.
- COBBOLDP. et QUINGUIS H. (1980). - Development of sheath fold in shear regimes. J. Struct. Geol., vol. 2, n° 12, p. 119-126.
- DAMBRINE Ph et LANGANEY C. (1979). - Etude géologique et géologique du massif de Vanoise méridionale (Savoie). Thèse de 3ème cycle, ORSAY, 1979, 261 p..
- DEBELMAS J. (1975). - Les Alpes et la théorie des plaques. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), vol. XVII, fasc. 3, p. 195-208, 1975.
- DEBELMAS J. (1976). - Deux coupes transversales des Alpes franco-italiennes; un essai de reconstitution rétrotectonique. Bull. Suisse Min. Pétrogr., 56, p. 561-565. 1976.
- DEBELMAS J. (1980). - Carte géologique au 1:250000. ANNECY.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1970). - The Western Alps: palaeogeography and structure. Earth-Sci. Rev., 6, (1970), p. 221-226.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980). - Les Alpes franco-italiennes. Geol. Alpine, t. 56, p. 21-58, 1980.
- DECONINCK J.F., BEAUDOIN B., CHAMLEY H., JOSEPH P., RAOULT J.F. (1985). - Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. 2, Fasc. 5, p. 311-320, Paris, 1985.
- DE GRACIANSKY P.Ch. et MERCIER D. (1976). - Séquences sédimentaires dans le "Dogger" Briançonnais et ouverture téthysienne. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 283, Série D, 1976.
- DE GRACIANSKI P.Ch et LEMOINE M. (1980). - Paléomarge de la Téthys dans les Alpes occidentales : du massif central aux ophiolites liguro-piémontaises. Excursion 27 du 26ème congrès de Géol. Int. Géol. Alpine, t. 56, p. 119-147, 1980.

- DESMONS J. (1977). - Mineralogical and Petrological investigations of alpine metamorphism in the internal french Western Alps. Am. J. Sci., 277, p. 1045-1066, 1977.
- DESMONS J. (1980). - Le métamorphisme alpin. In : Les Alpes franco-italiennes, Géol. alpine, t. 56, p. 47-52, 1980.
- DETRAZ G. (1984). - Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pecllet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse de 3ème cycle, Univ. GRENOBLE I, 1984, 161 p..
- DEVILLE E. (1986a). - Le cadre structural de l'unité de la Grande Motte (massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. 11e R.S.T., CLERMONT FERRAND, 1986, Soc.Géol.Fr. Ed Paris.
- DEVILLE E. (1986b). - Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. Géol. Alpine, t. 62, p. 51-61.
- DEVILLE E. (1986c). - La klippe de la Pointe du Grand Vallon (Vanoise-Alpes occidentales): un lambeau de métasédiments à foraminifères du Maastrichien supérieur couronnant les nappes de "Schistes lustrés". C. R. Acad. Sci. Paris, t. 303, Série II, n° 13, 1986.
- DEVILLE E., FUDRAL S., MARTHALER M. (1986). - Les formations détritiques du Crétacé supérieur dans les unités de "Schistes lustrés" des Alpes franco-italiennes nord-occidentales. Colloque de l'A.G.S.E. sur le détritisme dans le Sud-Est de la France.
- DONDEY H. (1985). - Tectonique superposée dans le massif de la Dent Parrachée (Vanoise interne, Savoie, France). Terra Cognita, EUG III, vol. 5, n° 2-3, p. 254, 1985.
- DONDEY H. (1986). - Plis transverses de Vanoise méridionale. R.S.T. Clermont Ferrant, 1986, Soc. Géol. Fr., Ed. Paris.
- DONDEY H. (1986). - Etude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie). Thèse d'université, GRENOBLE, 235 p., 1986.
- DUMONT T. (1983). - Le chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon: évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales. Thèse de 3ème cycle, Univ. de GRENOBLE I, 1983, 250p..
- DUMONT T. (1984). - Le Rhétien et le Lias inférieur prépiémontais : enregistrement sédimentaire du passage des carbonates de plate-forme triasique au jurassique hémipélagique lors du début du rifting téthysien. Géol. Alpine, t. 60, p. 13-25, 1984.
- DUMONT T., LEMOINE M., TRICART P. (1984). - Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. Bull. Soc. Géol. Fr., 1984, (7), XXVI, n° 5, p. 921-933.
- DUPONT D. (1985). - Etude géologique du secteur du Plan des Nettes. D.E.A. LILLE, 1983.
- ELLENBERGER F. (1958). - Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. carte géol. France, 1958, 561p..
- ELLENBERGER F. (1963). - Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, mém. BRGM, n° 15, p. 215-231, 1963.
- ELLENBERGER F. et GOGUEL J. (1952). - La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. C. R. Som. Soc. Géol. Fr., p. 262-264, 1952.
- ELLENBERGER F. et LEMOINE M. (1955). - Les faciès piémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés. C.R. Som. Soc. Géol. Fr., p. 146-148, 1955.

- ELLENBERGER F. et RAOULT J.F. (1979). - Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (massif de la Vanoise, Savoie). Trav. Sci. Parc Nat. Vanoise, ISN 0180-961X, France, 10, p. 37-69, 1979.
- ELTER G. (1972). - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. Mem. Inst. Geol. Univ. Padova, 28, 18p., 1972.
- ENGLAND P.C. (1978). - Some thermal consideration of the Alpine metamorphism - past, present, and future. Tectonophysics, 46, p. 21-40, 1978.
- ERNST W.G. (1971). - Metamorphic zonation of presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and Alps. Contrib. mineral. petrol., 34, p. 43-59, 1971.
- FUDRAL S., BLAKE C.M. (1980). - Datation radiochronologique de quelques amphiboles de la nappe des Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Premier résultat sur une amphibole verte de Haute Maurienne (Savoie). Conséquences. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 291, Série D, 1980.
- FUDRAL S., DEVILLE E., MARTHALER M., RAMPNOUX J.P., ROBERT D. (1986). - Le domaine piémontais externe dans les Alpes franco-italiennes nord occidentales. Définition et extension. 11ème R.S.T., Clermont Ferrant, Soc. Géol. Fr. ed. Paris, p. 71.
- FURRER U. (1979). - Faciès de bassin et de plateforme (domaine subbriançonnais) au Dogger dans les Préalpes médianes orientales (Suisse). Symposium "Sédimentation jurassique W européen", A.S.F. Publication spéciale n° I, 1979.
- GAY M. (1970). - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés. Bull. BRGM, section II, 1, 1970.
- GILLET Ph., CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., DAVY Ph. (1986). - Thickening history of the Western Alps. Earth Planet. Sci. Letters, 78, p. 44-52, 1986.
- GOFFE B. (1975). - Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse de 3ème cycle, ORSAY, 1875, 190p..
- GOFFE B. (1977). - Succession de subfaciès métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie). Contrib. mineral. petrol., Vol. 62, p. 23-41, 1977.
- GOFFE B. (1982). - Définition du faciès à Fe-Mg Carpholite-Chloritoïde, un marqueur de métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse d'état, Univ. P et M Curie, PARIS, 1982, 232p..
- GOFFE B. et VELDE B. (1984). - Contrasted metamorphic evolution in the thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblage. Earth Planet. Sci. Lett., t. 68, p. 351-360, 1984.
- GOGUEL J. (1955). - Précisions nouvelles sur les écaïlles de la couverture du massif d'Ambin. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), V, 1955.
- GOGUEL J. et LAFFITE P. (1952). - Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. Bull. Soc. Géol. Fr., t. II, p. 575, 1952.
- GOGUEL J. et ELLENBERGER (1952). - La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. C. R. Soc. Géol. France, 13, p. 262-264.
- GUILLOT F. (1987). - Géologie de l'antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Thèse de Doctorat, Univ. de LILLE, 1987, 280p..

- GUILLOT F., PLOQUIN A., RAOULT J.F., PERRUCCIO-PARISON M.D. (1986). - Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale : lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte : arguments pour un âge antéhouillier. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 303, p. 1141-1146, 1986.
- HUNZINKER J.C. (1974). - Rb-Sr and k-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. Mem. Inst. Geol. Miner. Univ. Padova, 31, 55p., 1974.
- JAILLARD E. (1984). - Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud-Ouest de Prolgnan (Savoie), évolution structurale et sédimentaire. Thèse de 3ème cycle, Univ. GRENOBLE I, 1984, 212p..
- JAILLARD E. (1985a) . - Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). Géol. Alpine, t. 61, p. 85-113, 1985.
- JAILLARD E. (1985b). - La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 301, série II, p. 633-636, 1985.
- JAILLARD E. et DEBELMAS J. (1986). - Nouvelles hypothèses pour l'interprétation stratigraphique et structurale des zones internes de Vanoise dans la région de Val d'Isère (Alpes occidentales françaises). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 302, série II, 2, p. 35-38, 1986.
- JAILLARD E., DONDEY H., DEBELMAS J. (1986). - Reconstitution paléogéographique de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales) : nouveaux arguments pour une origine intrabriançonnaise de l'unité de la Grande Motte. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 302, série II, n° 17, p. 1091-1094, 1986.
- KORNPROBST J. et al. (1980). - Le métamorphisme en France. In : A. AUTRAN et J. DERCOURT coord., Evolutions géologiques de la France, Mem. BRGM, n° 107, p. 161-189, 1980.
- LEFEBRE R. (1982). - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. Thèse d'état, ORSAY, 1982, 435p..
- LEFEVRE R. et MICHARD A. (1976). - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Accéglia (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadeite. Sci. Géol., STRASBOURG, Bull. 29, p. 183-222, 1976.
- LEMOINE M. (1960). Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et Crétacé (transversale Briançon et Queyras)? C. R. Sc. Soc. Géol. Fr., n° 5, p. 102-104, 1961.
- LEMOINE M. (1961). - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), vol. IV, fasc. 3, p. 163-180, 1961.
- LEMOINE M. (1963). - Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. Geol. Rdsch., t. 53, p. 113-131, 1963.
- LEMOINE M. (1971) - Données nouvelles sur la série du Gondran près de Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. Géol. Alpine, t; 47, p. 181-201, 1971.
- LEMOINE M. (1984). - La marge continentale européenne de l'océan téthysien dans les Alpes occidentales. In: Marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Ed. Masson, PARIS, 1984, p. 155-248.
- LEMOINE M. (1985). - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la téthys ligurienne. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), t. I, n° 1, p. 126-137, 1985.

- MALAVIEILLE J., LACASSIN R., MATTAUER M. (1984). - Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr., 1984, (7), t. XXVI, n° 5, p. 895-906.
- MARION R. (1984). - Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales). Le massif de la Grande Sassièrè et la région de Tignes-Val d'Isère. Thèse de 3ème cycle, Univ. de Savoie, CHAMBERY, 1984, 163 p..
- MARTHALER M., FUDRAL F., DEVILLE E., RAMPNOUX J.P. (1986). - Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suze, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 302, n° 2, 1986.
- MARTINEZ R. (1980). - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère. Région du Mont Nielard et du Cheval noir (Savoie). Le problème des unités à flysch. Thèse Docteur Ingénieur, PARIS VI, 154 p., 1980.
- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU J., DEBELMAS J., DUBOIS P., GIDON M., DE GRACIANSKY P.C., KERCKHOVE C., LEMOINE M., 1986. - Halocynèse précoce sur la marge téthysienne alpine: vers une réinterprétation des zones de gypses des Alpes. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 302, Série II, n° 15, 1986.
- MATTAUER M. et TAPPONIER P. (1978). - Tectonique des plaques et tectonique intra-continentale dans les Alpes franco-italiennes. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 278, p. 899-902, 1978.
- MEGARD-GALLI J. (1972a). - Données nouvelles sur le Carnien de la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil. Conséquences tectoniques et paléogéographiques. Géol. Alpine, t. 48, fasc. I, p. 131-142, 1972.
- MEGARD-GALLI J. (1972b). - Le Norien dans la zone briançonnaise: découverte d'un gisement fossilifère et considérations paléogéographiques. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 274, p. 2443-2446, 1972
- MEGARD-GALLI J. (1974). - Age et caractéristiques sédimentologiques du Trias dolomitique des unités piémontaises externes (zone du Gondran) entre Arc et Ubaye (Alpes occidentales). Géol. Alpine, t. 50, p. 111-129., 1974.
- MENARD G. et THOUVENOT F. (1987). - Coupes équilibrées crustales : méthodologie et application aux Alpes occidentales. Géodin. acta (Paris), 1987, 1, 1, pp. 35-45.
- MERCIER D. (1977). - Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique. Thèse 3ème cycle, PARIS, 351 p., 1977.
- MERLE O. (1984). - Déplacement et déformation des nappes superficielles. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol 2, fasc. 1, p. 3-17, Paris, 1984.
- MICHARD A. (1967). - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. Ed. du C.N.R.S., PARIS, 447 p..
- MICHEL (1956). - Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin. C. R. Soc. Géol. Fr., n° 9, Séance du 7/5, 1956.
- MICHEL (1957). - Le faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C. R. Soc. Géol. Fr., n° 9, p. 150, 1957.
- NICOLAS A. (1984). - Principes de tectonique. Masson Ed., 1984, 196 p..

- NIEMEYER H. (1979). - Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de Tarentaise entre le massif de Vanoise et du Grand Paradis, région de Val d'Isère (Alpes Graies - Alpes franco-italiennes). Thèse de 3ème cycle, PARIS VI, 1979, 175 p..
- PIJOLAT B. (1978). - Les déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Haute Savoie) : mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse de 3ème cycle, LYON, 1978, 147 p..
- PLATT J.P. (1986). - Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geol. Soc. Am. Bull., v. 97, p.1037-1053, 9 figs, 1986.
- PLATT J.P. (1987). - The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 321, 87-103, (1987).
- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1978). - Déformation, métamorphisme et mécanismes d'écoulement dans le massif de la Vanoise, Alpes penniques françaises. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 287, série D, 1978.
- PLATT J.P. et VISSERS R.L.M. (1980). - Extensional structures in anisotropic rocks. Journ. Struct. Geol., 2, n° 4, p. 397-410, 1980.
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill Ed., LONDON, 568 p., 1963.
- RAMSAY J.G. et HUBER M.I. (1983). - The techniques of modern structural geology. Academic Press Inc Ed., 307 p., 1983.
- RAOULT J.F. (1980a). - Caractère transgressif du Trias de Bellecôte en Vanoise; implications tectoniques (Alpes françaises). C. R. Acad. Sci. Paris, D, t. 291, n° 1, p. 47-50, 1980.
- RAOULT J.F. (1980b). - Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone Briançonnaise, Alpes françaises). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. 22, fasc. 1-5, p. 303-312, Paris, 1980.
- RAOULT J.F., LANGLET Ph., BROUDOUX B., (1984). - Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. C. R. Acad. Sci. Paris, t 298, Série II, n° 12, 1984.
- RICOU L.E. (1984). - Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. Bull. Soc. Géol. Fr., 1984, (7), t. XXVI, n° 5, p. 861-874.
- SALIOT P. (1973). - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. C. R. Acad. Sci. Paris, 276 (D), p. 3081-3084, 1973.
- SALIOT P. (1979). - Le métamorphisme des Alpes françaises. Thèse d'état, ORSAY, 190 p., 1979.
- SIDDANS A.W.B. (1984). - L'évolution tectonique d'une partie de la Vanoise : La zone Vanoise-Mont Pourri des environs de Val d'Isère. Géologie de la France, BRGM, n°4, 1984, p. 3-39.
- SIDDANS A. et OUAZZANI M. (1984). - Deformation of the mesozoic and tertiary rocks of Gran Scala, Ambin Massif, Western Alps. Sci. Géol. Bull., STRASBOURG, 37, 1, pp. 65-75, 1984.
- THIESSENS R.L. et MEANS W.D. (1980). - Classification of fold interference patterns : a re-examination. J. Struct. Geol., 5, p. 311-316, 1980.
- THIESSEN R.L. et TERRANCE H. (1986). - A technique for the analysis of re-fold structures. J. Struct. Geol., vol. 8, n° 2, pp. 191-200.

THIESSENS R.L. (1986). - Two-dimensional re-fold interference patterns. J. Struct. Geol., 8, n° 5, p. 563-573, 1986.

TRICART P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse d'état, STRASBOURG, 1980, 407p..

TRICART P. et LEMOINE M. (1986). - Mégaboudinage alpin et fracturation téthysienne dans les Schistes lustrés piémontais à l'Ouest du Mont Viso (Alpes occidentales). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 302, p. 599-604, 1986.

TRICART P. et LEMOINE M. (1986). - From faulted blocks to megamullions and megaboudins : tethyan heritage in the structure of the Western Alps. Tectonics, vol. 5, n° 1, p. 95-118, 1986.

TRUMPY R. (1960). - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. Am., 71, p. 843-908, 1960.

WATKINSON A.J. (1891). - Patterns of fold interference : influence of early fold shapes. J. Struct. Geol., 3, n° 1, p. 19-23, 1981.

Fig 1 :	schéma orohydrographique	1
Fig 2 :	schéma structural des Alpes occidentales	3
Fig 3 :	cadre structural de la Vanoise et des régions avoisinentes	3
Fig 4 :	coupes dans la Vanoise	5
Fig 5 :	corrélation des études tectoniques sur le massif de la Vanoise méridionale	7
Fig 6 :	corrélation sommaire entre l'évolution structurale de la Vanoise occidentale et de la Vanoise méridionale	9
Fig 7 :	zonéographie du métamorphisme dans les zones internes alpines	11
Fig 8 :	évolutions et conditions du métamorphisme en Vanoise ..	11
Fig 9 :	évolution des conditions du métamorphisme dans la Vanoise. Diagramme Pression -Température	11
Fig 10 :	les Alpes occidentales au Crétacé supérieur	13
Fig 11 :	modèle d'évolution structurale de la chaîne alpine sur la transversale de Vanoise	13
Fig 12 :	évolution tectonique des Alpes centrales	13
Fig 13 :	localisation des coupes du massif d'Ambin	17
Fig 14 :	coupe de Bellecombe-Est	18
Fig 15 :	coupe de Carlina-Nord	20
Fig 16 :	coupe du ravin du Mistrallet	21
Fig 17 :	corrélation sur une transversale E-W des coupes de la cuvette de Bellecombe	23
Fig 18 :	reconstitution paléogéographique de la cuvette de Bellecombe au Dogger	23
Fig 19 :	localisation des différentes unités	24
Fig 20 :	isograde de métamorphisme en Vanoise	26
Fig 21 :	exsudats siliceux microplissés dans les micaschistes gris du socle	26
Fig 22 :	carte géologique simplifiée du secteur Arpont/plateau du Pelve	30
Fig 23 :	complexe de Chasseforêt, coupe 1	31
Fig 24 :	complexe de Chasseforêt, coupe 2	32
Fig 25 :	quartzites reconstitués à la base de la série bréchique de Chasseforêt	32
Fig 26 :	reconstitution de la série carbonatée du complexe de Chasseforêt	34
Fig 27 :	lame mince au contact micaschistes gris/calcaires à zones siliceuses	34
Fig 28 :	contact micaschistes gris/calcaires à zones siliceuses (torrent de la Letta)	36
Fig 29 :	coupe de la Crête de la Frêt	36
Fig 30 :	niveaux phylliteux verts interstratifiés dans les dolomies jaunes de la Crête de la Frêt	36
Fig 31 :	coupe du lac de Roche Ferran	39
Fig 32 :	corrélation des deux coupes des écailles calcaréodolomitiques du complexe du plateau du Pelve ..	39
Fig 33 :	carte géologique simplifiée du secteur Plan du Lac/ vallon de la Rocheure	42
Fig 34 :	coupe de la série du Plan du Lac	43
Fig 35 :	marbres fluidaux à lits de dolomie bréchique	43
Fig 36 :	série des chalets de Bellecombe	43
Fig 37 :	coupe schématique du complexe d'Entre-Deux-Eaux	48

Fig 38 : olistolite de dolomie bréchique dans les marbres du Malm (unité des Lombards)	48
Fig 39 : série mésozoïque des Lombards	51
Fig 40 : récurrence des marbres du Malm dans les Marbres chloriteux	52
Fig 41 : représentation schématique de la limite Briançonnais Piémontais au niveau du massif d'Ambin lors du passage Trias-Jurassique supérieur	52
Fig 42 : corrélation des séries bréchiques associées à l'unité de socle supérieure	56
Fig 43 : localisation de la coupe des falaises de la Mêt	60
Fig 44 : coupe des falaises de la Mêt	60
Fig 45 : localisation des coupes du Coëtet et de Chavière	63
Fig 46 : le Rhétien de la coupe du Coëtet	62
Fig 47 : coupe de la butte de Chavière	66
Fig 48 : comparaison avec la série du chaînon de Rochebrune	66
Fig 49 : coupe du secteur du Coëtet	70
Fig 50 : corrélation des coupes a et b après remise de la série à l'endroit	70
Fig 51 : interprétation du flanc SE de la butte de Chavière	72
Fig 52 : schéma hypothétique de la structuration anté-tectonique du secteur du Coëtet	70
Fig 53 : biseautages synsédimentaires dans le Lias calcaire de l'unité de Lanserlia	73
Fig 54 : la face Sud de la Grande Casse et de la pointe Mathews, vue du refuge du Plan du Lac	73
Fig 55 : corrélation schématique des écaillés de la Dent Parrachée et de l'unité de la Grande Motte	74
Fig 56 : la série post-liasique de la nappe de la Grande Motte	74
Fig 57 : carte géologique simplifiée du vallon de la Rocheure	78
Fig 58 : coupes stratigraphiques du complexe de la Rocheure	80
Fig 59 : schéma paléogéographique du complexe de la Rocheure au début du Malm	84
Fig 60 : coupe du torrent de Vallonbrun	84
Fig 61 : coupe du refuge de la Femma	84
Fig 62 : carte géologique simplifiée de la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard	88
Fig 63 : la série triasique de la fenêtre de Lanslebourg (coupe des rochers de la Fesse)	90
Fig 64 : coupe du refuge de Vallonbrun	90
Fig 65 : corrélation des séries étudiées	96
Fig 66 : carte paléogéographique de la Vanoise interne à la fin du Dogger, sur la transversale d'Entre-Deux-Eaux	98
Fig 67 : carte paléogéographique très schématique de la Vanoise au Jurassique sup./Crétacé. Position des séries mésozoïques étudiées	98
Fig 68 : différents types de figures d'interférence de plis en deux dimensions	102
Fig 68a : définition des angles et dans un système de plis superposés	102
Fig 69 : glaucophanes cristallisés en gerbes dans les micaschistes gris du socle	102
Fig 70 : carte structurale de la rive gauche du Doron de Termignon	108
Fig 71 : mise en évidence des plis P1 au Plan du Lac	110
Fig 72 : panorama du Plan du Lac, mise en évidence des plis P1	111

Fig 73 : construction d'un axe de pli P1 dans les micaschistes gris du socle (Plan du Lac)	112
Fig 74 : coupe géologique au chalets de Bellecombe	112
Fig 75 : formation des plis P1 dans un régime de cisaillement simple	112
Fig 76 : baguettes de glaucophanes réorientées dans le plan de foliation F1	114
Fig 77 : boudinage de niveaux calcaires compétents dans le Lias de la Dent Parrachée	114
Fig 78 : coupes géologiques du secteur du Plan du Lac/unité de Pierre Brune, mise en évidence de plis P2	116
Fig 79 : report des axes de plis P2	118
Fig 80 : orientations axiales de plis superposés	118
Fig 81 : construction des axes de plis de la butte de Chavière	118
Fig 82 : coupe géologique du secteur du Coëtet, mise en évidence de plis P2 et P3b	120
Fig 83 : orientation des mésostructures dans le secteur du Coëtet	
Fig 84 : coupes géologiques du secteur Coëtet-Chavière	120
Fig 85 : schéma structural du massif de Pierre Brune, figures d'interférence de plis de type 2	126
Fig 86 : bloc diagramme schématique du pli P2 de l'unité de Pierre Brune	128
Fig 87 : orientation des mésostructures dans le massif de Pierre Brune	128
Fig 88 : carte structurale de la rive droite du Doron de Termignon	132
Fig 89 : la butte norienne du lac Perron : structure de mégaboudinage due à D1	135
Fig 90 : figure de boudinage obtenue en laboratoire	135
Fig 91 : exemple de pli P2 dans les dolomies jaunes de la Crête de la Frêt	137
Fig 92 : coupes géologiques du secteur Pelve-plateau du Pelve, mise en évidence de l'importance de D3	139
Fig 93 : orientation des mésostructures dans les micaschistes gris du socle (Arpont/plateau du Pelve)	141
Fig 94 : albites anté-cynématiques reprises par une crénulation D3b	141
Fig 95 : coupes géologiques en rive droite du Doron de Termignon	143
Fig 96 : recristallisation dynamique de quartz selon un phénomène de dissolution sous pression	143
Fig 97 : figures de boudinage en tablettes de chocolat dans les micaschistes gris de l'Arpont	145
Fig 98 : carte géologique simplifiée de la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard	149
Fig 99 : la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard, témoin d'un mégaboudinage NE-SW, dû au rétrocharriage D3	151
Fig 100 : coupe géologique simplifiée de la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard	153
Fig 101 : orientation des mésostructures de la fenêtre de Lanslebourg-Lanslevillard	153
Fig 102 : reconstitution de l'histoire tectonique de la bordure interne de la Vanoise méridionale	155
Fig 103 : corrélation des études tectoniques dans le massif de la Vanoise méridionale	156
Fig 104 : modèle d'évolution d'un prisme d'accrétion	160

