



Etude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie) - Evolution sédimentaire et structurale

Hervé Dondey

► To cite this version:

Hervé Dondey. Etude géologique des unités de Vanoise méridionale de Pralognan à Aussois (Alpes de Savoie) - Evolution sédimentaire et structurale. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1986. Français. NNT: . tel-00523926v2

HAL Id: tel-00523926

<https://theses.hal.science/tel-00523926v2>

Submitted on 21 Aug 2013

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

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



GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D 050 030809 0

DONDEY (H.)

EX. n° 1

THESE + 1 pl H.T.

présentée à

**L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET
MEDICALE DE GRENOBLE I**pour obtenir le titre de
Docteur de l'Université Scientifique et
Médicale de Grenoble I

Spécialité : GEOLOGIE APPLIQUEE

par

Hervé DONDEY

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.49**Etude Géologique des Unités de
Vanoise Méridionale
de Pralognan à Aussois
(Alpes de Savoie)**

9 FEV. 1986

Evolution sédimentaire et structurale

Soutenue le 22 octobre 1986 devant la commission d'examen :

Président :	J. DEBELMAS	Professeur à l'USMG
Rapporteurs :	M. GIDON	Professeur à l'USMG
	J.P. RAMPNOUX	Professeur à l'université de Savoie
Examineurs :	J.P. PLATT	Professeur à l'université d'Oxford
	A. STECK	Professeur à l'université de Lausanne
	G. MASCLE	Professeur à l'USMG

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé au sein du laboratoire de géologie structurale et sédimentaire de l'institut Dolomieu de Grenoble et soutenu par une allocation de recherche MRT. Il m'est agréable au terme de ces trois années de recherches d'associer à son aboutissement toutes les personnes à qui cette thèse doit beaucoup.

*En premier lieu, je tiens à remercier **J. DEBELMAS** qui m'a confié ce sujet et m'a initié à cette géologie si particulière des zones internes alpines.*

Mes remerciements s'adressent aussi à :

***M. GIDON** et **G. MASCLE** (Grenoble) qui, par leurs enseignements, leurs conseils maintes fois renouvelés et leur disponibilité, m'ont souvent aidé à clarifier mes idées,*

***J.P. RAMPNOUX** (Chambéry) qui a accepté de juger ce travail et, qu'à travers lui, le Parc National de la Vanoise reçoive toute ma gratitude pour les facilités qui m'ont été offertes,*

***A. STECK** (Lausanne) pour les conseils et les encouragements qu'il m'a donné au début de cette étude et pour avoir pris place dans ce jury.*

*Je dois une reconnaissance toute particulière à **J.P. PLATT** (Oxford) qui, malgré de nombreux étudiants à "visiter" chaque été sur le terrain, a toujours gardé quelques instants à me consacrer. Ses conseils et ses commentaires ont largement participé à donner une nouvelle orientation au travail que j'avais déjà entrepris.*

*Je tiens également à remercier très chaleureusement **M. CARON** (Fribourg) et **R. MOUTERDE** (Lyon) qui ont assuré les déterminations paléontologiques à partir d'un matériel souvent bien médiocre.*

*Je souhaite associer à ce travail **M. LEMOINE**, **J.P. GRATIER**, **J. DESMONS**, **S. FUDRAL** et tous mes camarades de terrain et du laboratoire de Grenoble sans lesquels certaines idées n'auraient jamais vu le jour.*

*Mes ultimes remerciements reviennent à ma famille pour leur confiance et leur soutien. Je tiens tout particulièrement à remercier ma femme, **Florence VEILEX**, qui après m'avoir initié à l'utilisation de l'outil informatique m'a secondé durant ces quelques mois de rédaction. La réalisation technique de ce mémoire a été assurée par nos soins sur microordinateur avec l'aide de deux imprimantes "laser".*

SOMMAIRE

(Sommaire détaillé, voir page 233)

CHAPITRE I

PRESENTATION et RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS

A - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE	7
B - PRESENTATION GEOLOGIQUE : RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS	9

CHAPITRE II

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE MESOZOIQUE

A - INTRODUCTION	27
B - LES UNITES BRIANÇONNAISES CLASSIQUES	29
C - LA SERIE DE L'UNITE (OU NAPPE) DE LA GRANDE MOTTE	59
D - LES ECAILLES D'ATTRIBUTION INCERTAINE	79
E - CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE	83

CHAPITRE III

STRUCTURES ET DEFORMATIONS DU MASSIF DE VANOISE MERIDIONALE

A - INTRODUCTION	95
B - STRUCTURE DU MASSIF DE LA DENT PARRACHEE	101
C - STRUCTURE DU CHAINON DU MONT PELVE - PLATEAU DE LA RECHASSE	135
D - STRUCTURES DE PHASES D3 ET D4 DANS LE CHAINON DU ROC DE LA VALLETTE	147
E - CONCLUSION DE L'ETUDE STRUCTURALE	159

CHAPITRE IV

SYNTHESE ET CONCLUSION

A - RECAPITULATION DES DIFFERENTES UNITES	169
B - SYNTHESE TECTONIQUE	170
C - PRINCIPAUX RESULTATS ET PROLONGEMENTS POSSIBLES	177

ANNEXES	181
BIBLIOGRAPHIE	221
LISTE DES FIGURES	229
SOMMAIRE DETAILLE	233

**ETUDE GEOLOGIQUE DES UNITES DE
VANOISE MERIDIONALE DE PRALOGNAN A AUSOIS (ALPES DE SAVOIE)
Evolution sédimentaire et structurale**

RESUME

L'étude géologique de la couverture mésozoïque qui borde le dôme paléozoïque de Chasseforêt (socle de Vanoise méridionale) est abordée sous l'aspect sédimentaire et structural grâce à une cartographie détaillée au 10 000^e et par l'analyse des déformations superposées.

Stratigraphie - La composition stratigraphique des différentes séries reconnues traduit l'existence de trois domaines paléogéographiques distincts s'opposant par leur degré d'érosion anté-dogger, avec d'Ouest en Est;

- les séries briançonnaises de type Vanoise occidentale profondément érodées jusqu'aux quartzites du Trias inférieur,
- les séries briançonnaises de la vallée de l'Arc caractérisées par une forte discordance angulaire anté-bathonienne et par la préservation sous ce niveau d'érosion des termes du Trias supérieur (Norien),
- les séries de type Grande Motte de l'unité de la Dent Parrachée caractérisées par l'existence d'un Lias calcaire épais intercalé dans une série, par ailleurs, typiquement briançonnaise.

L'âge et la répartition des termes transgressifs du Jurassique attestent de la contiguïté paléogéographique de ces trois domaines et permettent de reconstituer une paléotopographie en blocs basculés créée au cours de la phase distensive majeure du Lias moyen. Ces éléments replacés dans le contexte général de la zone briançonnaise de Vanoise apportent de nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de la dépression liasique de la Grande Motte.

Tectonique - On distingue schématiquement quatre événements tectoniques synschisteux :

- D1 : Charriage et substitution localisée de la couverture briançonnaise classique par l'unité de la Dent Parrachée sur le socle de Vanoise méridionale,
- D2 : Plissement d'ensemble de la couverture et du socle suivant un axe E-W et déversé vers le Nord,
- D3 : Rétrocharriage et plissement déversé vers l'ESE provoquant un charriage d'ampleur probablement pluri-kilométrique de l'unité du Mont Pelvé sur la nappe de la Grande Motte et sur la nappe des Schistes lustrés,
- D4 : Surrection et chevauchement du socle paléozoïque suivant un axe N-S à NE-SW déversé vers le NW.

Après l'analyse de la géométrie des structures et du caractère de la déformation D1, on propose un schéma tectonogénétique de mise en place de la nappe de la Dent Parrachée, basé sur l'héritage de paléostructures distensives liasiques, permettant de rendre compte du phénomène de "substitution de couverture" dans un contexte compressif et synmétamorphique.

MOTS-CLES

Alpes occidentales; Vanoise méridionale; Zone briançonnaise; Reconstitution paléogéographique; Déformations superposées; Déformations synschisteuses; Régime de déformation; Mise en place des nappes.

SUMMARY

Geological study of the Southern Vanoise Massif units from Pralognan to Aussois (Savoie, France) Structural and sedimentary evolution

A sedimentary and structural study of the Mesozoic cover around the Paleozoic culmination of Chasseforêt massif (Southern Vanoise basement) is performed with detailed mapping (1 : 10 000) and analysis of the superimposed deformations.

Stratigraphy - The stratigraphic composition of the sequences demonstrates the existence of three distinct paleogeographic domains, each with different pre-Bathonian erosion level. Viz. from West to East :

- the Briançonnais series of Western Vanoise type, deeply eroded as far as the lower Triassic quartzites.
- the Briançonnais series of Arc Valley, marked by the strong pre-Bathonian unconformity and by preservation of the upper Triassic units under this erosion level.
- the Dent Parrachée series (Grande Motte type), characterized by thick Liassic limestone inserted in the typically Briançonnais sequence.

Age and distribution of the transgressive Jurassic terms prove that these three paleogeographic domains were adjacent and allow recognition of a tilted block paleotopography created during the major extensional phase of the middle Lias. Fitted into the regional context of the Vanoise Briançonnais Zone, these facts provide new evidences of an intra-Briançonnais origin for the Grande Motte Unit.

Tectonics - Four major tectonic events have been recognised. These are :

- D1 : thrusting and local replacement of the Briançonnais cover by the Dent Parrachée unit on the Southern Vanoise basement,
- D2 : a general folding of the basement and of its cover with E-W trending axes and N-vergence,
- D3 : backthrusting and folding with ESE-vergence,
- D4 : uplift and NW-vergent thrusting of the Paleozoic basement with a N-S to NE-SW trending large-scale antiformal fold.

After geometric analysis and study of the features of the D1 strain, we suggest a tectonogenetic model for the thrusting and displacement of the Dent Parrachée unit, based on inheritance of Liassic extensional paleostructures. This model explains the "cover substitution" during a compressive and synmetamorphic tectonic event.

CHAPITRE I

PRESENTATION et RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS

A - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

B - PRESENTATION GEOLOGIQUE : RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS

B - I : Les grandes entités structurales

a) La zone houillère

b) La zone Vanoise-Ambin

B - II : Les couvertures mésozoïques

a) La couverture de type Vanoise occidentale

b) La série de type Grande Motte

c) La série de type Val d'Isère-Ambin

d) La nappe des Schistes lustrés

e) Données récentes sur la sédimentologie de la série briançonnaise

B - III : L'histoire tectono-métamorphique

B - IV : Le métamorphisme alpin

a) La zonation métamorphique en Vanoise

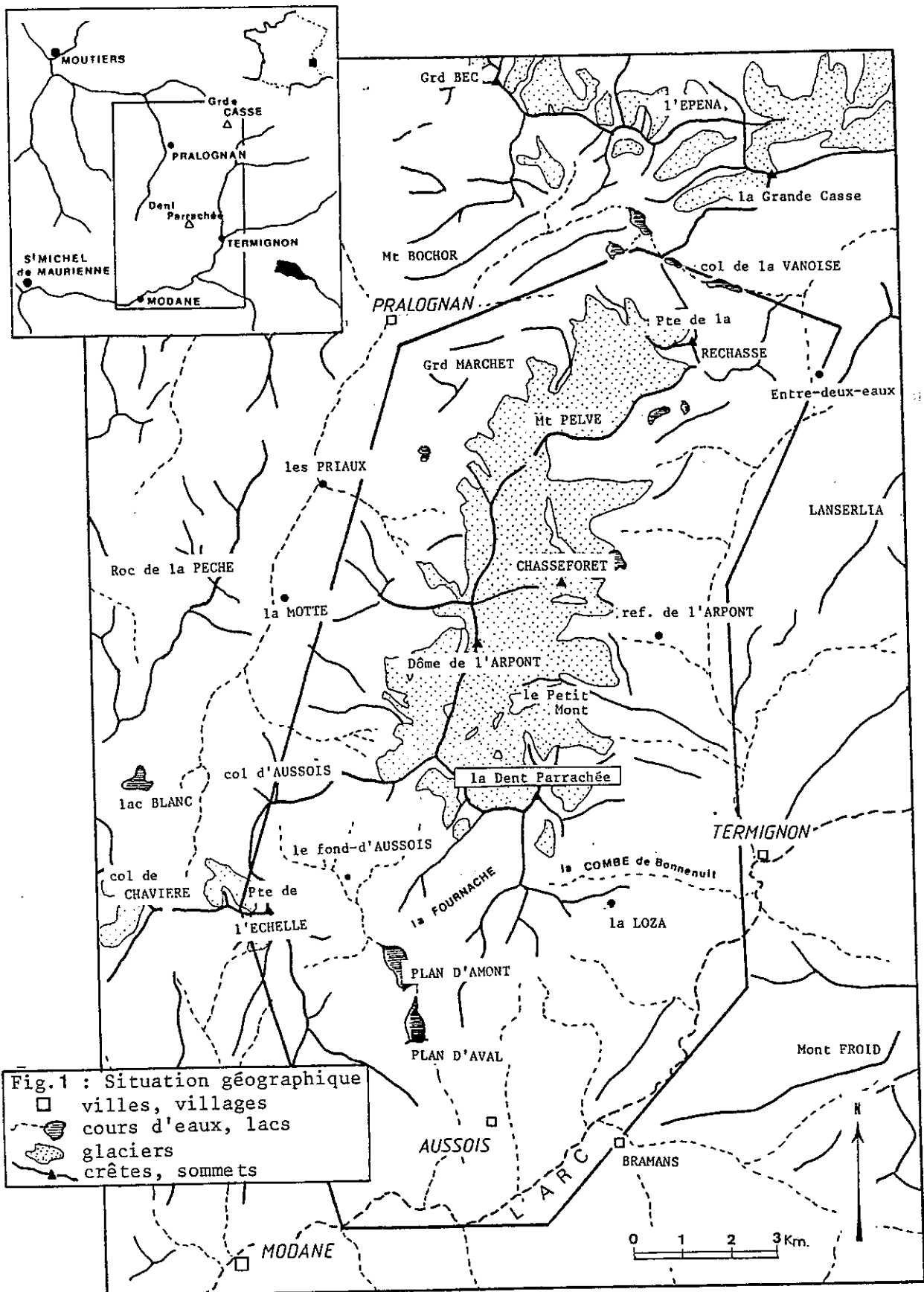
b) Evolution métamorphique de la couverture

B - V : La Vanoise dans le cadre tectonométamorphique des Alpes occidentales

A - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE (fig.1)

Le terrain étudié se situe dans la partie méridionale du massif de la Vanoise, au coeur des Alpes de Savoie. Les deux principales voies d'accès de ce massif sont les vallées de l'Isère au Nord et celle de l'Arc au Sud. Le présente étude porte sur un terrain, couvrant environ une centaine de kilomètres carrés, qui constitue la retombée est du massif des Dômes (Dômes de Chasseforêt et de l'Arpont) et qui se situe donc pour l'essentiel dans un terrain "haute montagne". Vers le Sud et l'Est, il est bordé par la profonde vallée de l'Arc et le Doron de Termignon. Au Nord et à l'Ouest, la limite géographique s'appuie sur la ligne de crête du glacier de la Vanoise où culminent la Pointe Labby, la Dent Parrachée, le Dôme de Chasseforêt et le Mont Pelve.

D'un point de vue morphologique, le contraste est saisissant entre les pentes relativement faibles des terrains constitués par les séries cristallophyliennes du socle et les falaises calcaires, souvent ruiniformes, du massif de la Dent Parrachée par lesquelles le travail d'analyse a débuté.



B - PRESENTATION GEOLOGIQUE :

RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS

Le terrain étudié appartient entièrement à la zone pennique (fig.3 et 4), totalement charriée vers l'extérieur grâce au chevauchement pennique frontal (fig.2), qui nous apparaît comme l'un des principaux cisaillements d'échelle crustale (G. MENARD et F. THOUVENOT, 1984) affectant le continent européen sur la transversale des Alpes occidentales. Dans la suite de ce mémoire, les termes d'autochtone et d'allochtone qui serviront à qualifier telle ou telle couverture par rapport à un socle n'auront donc qu'un sens relatif.

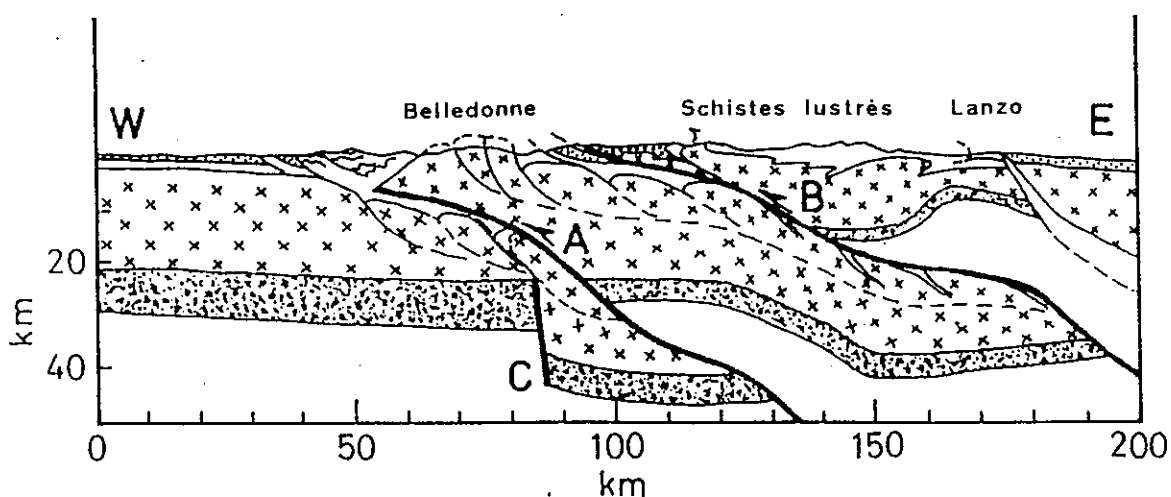


Fig. 2 : Coupe structurale des Alpes occidentales, d'après MENARD et THOUVENOT (1984). A : chevauchement des Massifs Cristallins Externes; B : chevauchement pennique frontal; C : accident déduit d'observations télésismiques.

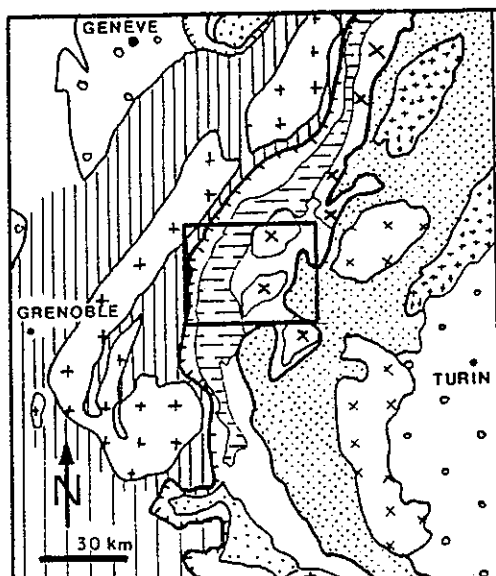


Fig. 3 : Schéma structural des Alpes occidentales

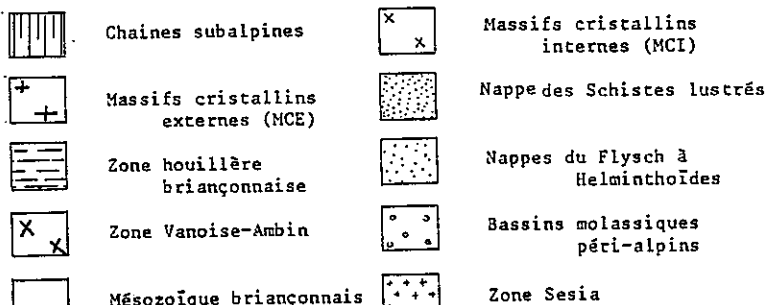
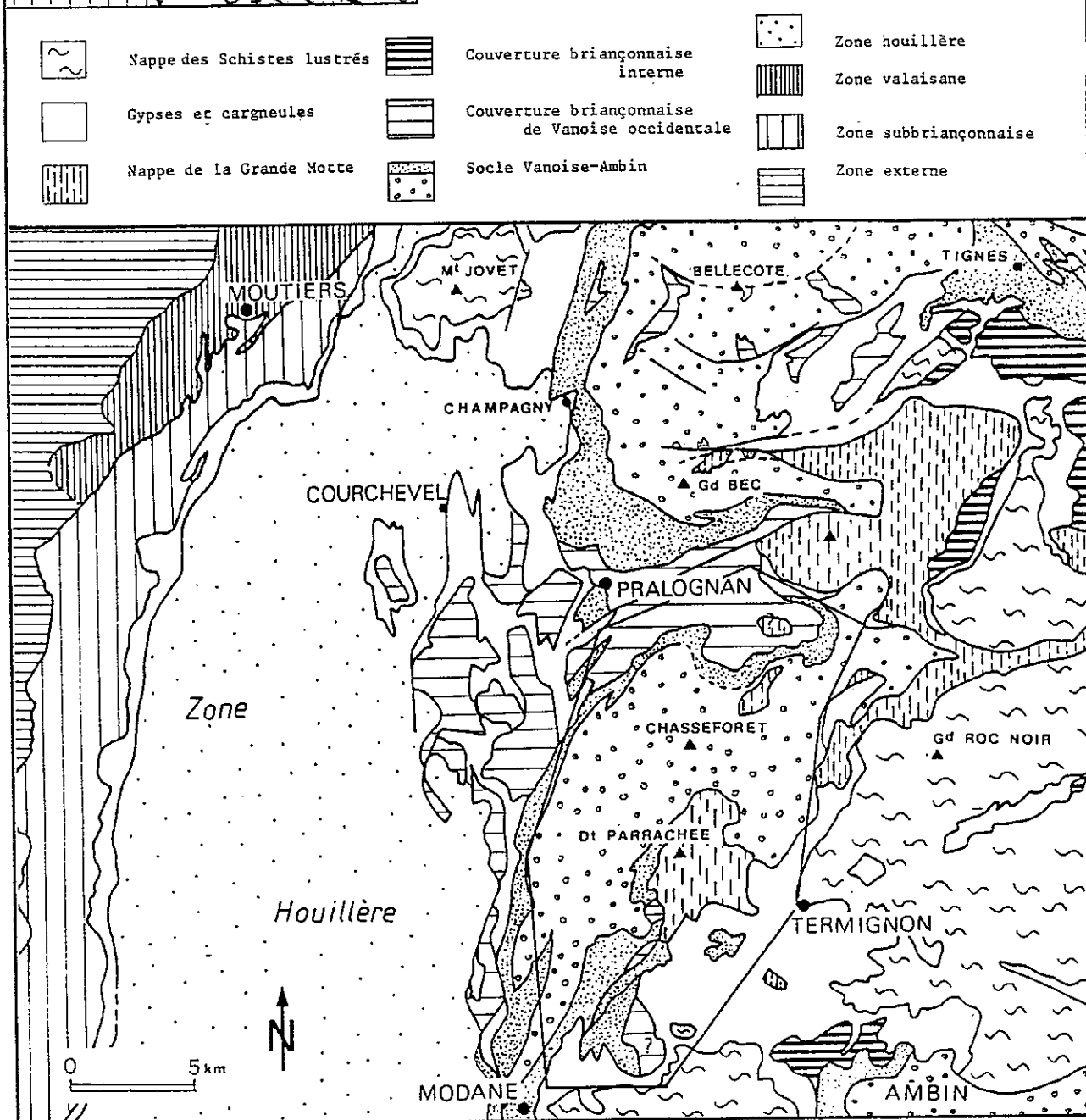


Fig. 4 : Schéma structural de la Vanoise, d'après J. DEBELMAS (1980), J.F. RAOULT (1980b).



Pour les généralités,
voir Masson, p. 10 ou 109

B - I : Les grandes entités structurales (fig.4)

Sur la transversale de Vanoise, les travaux de P. TERMIER (1927a et b, 1907), M. GIGNOUX (1929) et F. ELLENBERGER (1958) ont mis en évidence, à l'intérieur de la zone pennique, et d'Ouest en Est, la zone houillère, la zone Vanoise-Ambin, elle-même subdivisée en différentes unités en fonction de la nature des socles et/ou des couvertures mésozoïques, et la zone piémontaise s.l.

a) La zone houillère

Sur la transversale des Alpes où se situe cette étude, elle est faite d'un puissant houiller productif surmonté par une série néopermienne et permo-triasique. Sur la bordure interne de la zone, les "gneiss du Sapey" représenteraient (G. DETRAZ, 1984) un ensemble d'écaillés, comportant du socle ancien, mises en place tectoniquement lors de la phase saalienne de l'histoire hercynienne de ce bassin.

Au cours de la phase "mésio-alpine" (Eocène supérieur - Oligocène), la zone houillère a acquis sa structure caractéristique à double déversement, constituant "l'éventail briançonnais" (J. DEBELMAS, 1980a, p.104), et un métamorphisme faible de type schistes verts (R. CABY et al., 1978). Les traces d'un épisode HP-BT existent cependant dans les parties les plus internes de la zone sous la forme d'associations minérales à lawsonite (B. GOFFE, 1977), mais cet épisode reste, semble-t-il, de faible intensité tant en température qu'en pression.

b) La zone Vanoise-Ambin

Cette zone qui constitue le prolongement sud du complexe de nappes du Grand Saint Bernard montre un matériel paléozoïque différent de celui de la zone houillère par l'absence ou l'extrême réduction du Houiller et par une empreinte beaucoup plus nette du métamorphisme alpin. L'existence d'une histoire métamorphique anté-alpine (M. GAY, 1970, J. BOCQUET, 1974 a et b) permet, au moins dans la partie sud de cette zone, de proposer un âge anté-carbonifère pour une partie du substratum anté-permien.

Sur la base des travaux de F. ELLENBERGER (1958), on distingue dans cette zone :

1) Au Nord, la *Vanoise septentrionale* où le socle métamorphisé dans le faciès des schistes verts à albite, chlorite et amphibole, est d'âge carbonifère (F. ELLENBERGER, 1958, J.F. RAOULT, 1980a et b) ou anté-Namurien (J. BOCQUET, 1974). Au Nord, ce massif chevauche la zone houillère, alors qu'à l'Ouest les deux zones s'affrontent le long de l'accident Modane-Champagny.

2) Au Sud, la *Vanoise méridionale* montre une série siliceuse composée des "micaschistes de l'Arpont", sans doute d'âge anté-namurien, et une série métasédimentaire d'âge permien à permotriasique présumé. Ces derniers terrains se caractérisent au Sud-Ouest par le fort développement des faciès conglomératiques du massif de la Pointe de l'Echelle - Rateau d'Aussois. Le métamorphisme alpin affecte le socle et les couvertures surimposées dans le même faciès des schistes bleus à glaucophane-lawsonite-grenat auquel succède un épisode rétro-morphique dans des conditions de plus haute température. Au Nord, le socle de Vanoise méridionale disparaît sous les chaînons calcaires du "synclinalorium" transverse de la Vanoise médiane (F. ELLENBERGER, 1958).

B - II : Les couvertures mésozoïques

De par l'absence de fossiles, la série des calcaires de Vanoise fut longtemps considérée comme exclusivement d'âge triasique (P. TERMIER, 1891). Mais, dès 1906 puis 1925, quelques découvertes paléontologiques (W. KILIAN, 1906, E. RAGUIN, 1925a) vont permettre à ces auteurs, puis à M. GIGNOUX (1929) d'affirmer la présence du Jurassique et du Crétacé. Enfin, les travaux de F. ELLENBERGER (1958) vont, au prix de difficultés techniques considérables, nous fournir une collection de fossiles impressionnante malgré le contexte hautement métamorphique de cette partie de la zone interne. C'est sur la base de cette étude stratigraphique détaillée et d'une cartographie, malheureusement inédite, que cet auteur mit en évidence les caractères des principales couvertures mésozoïques de Vanoise.

a) La couverture de type *Vanoise occidentale*

De type briançonnais classique, cette couverture se caractérise par une série d'âge triasique à éocène moyen (F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, 1979) avec lacune des termes liasiques et crétacé inférieur. Systématiquement décollée de son substratum (F. ELLENBERGER, 1958), elle

repose maintenant sur la zone houillère, sur la Vanoise méridionale où l'on admet son caractère parautochtone (J.F. RAOULT, 1980b, B. GOFFE, 1982), et, sur la Vanoise septentrionale où localement J.F. RAOULT (1980a) lui attribue un caractère transgressif sur le Houiller métamorphique.

b) La série de type Grande Motte

Définie par F. ELLENBERGER (1958), la nappe de la Grande Motte se caractérise par une série qui comporte au dessus du Trias supérieur (Norien) une épaisse formation liasique de calcaires à zones siliceuses. Ce Lias à "faciès prépiémontais", intercalé par ailleurs dans une série typiquement briançonnaise, fut interprété comme dérivant de la marge orientale de la plate-forme briançonnaise adjacente au bassin piémontais (F. ELLENBERGER in BARBIER et al, 1963). Depuis, cette origine paléogéographique a été discutée par J.M. CARON et M. GAY (1977), J. DEBELMAS et Cl. KERCKHOVE (1980a), E. DEVILLE (1986a), B. ALLENBACH et J.M. CARON (1986) qui la considèrent comme intra-briançonnaise.

c) La série de type Val d'Isère - Ambin

Située dans la partie orientale de la Vanoise, cette série d'affinité briançonnaise interne se caractérise par la forte réduction de ses termes post-triasiques. L'importance des brèches sédimentaires et, semble-t-il, des phénomènes de resédimentation (E. JAILLARD et J. DEBELMAS, 1986) apparente cette série à celle définie plus au Sud dans la zone d'Acceglio. Les relations structurales de cette couverture avec les régions voisines ne sont pas claires. Mais, dans la région du Fonds des Fours, elle paraît recouvrir l'unité de la Grande Motte (E. DEVILLE, 1986a et b) attestant ainsi du caractère intra-briançonnais de cette dernière.

d) La nappe des Schistes lustrés

Elle est constituée par une importante masse de schistes et calcschistes à lentilles de roches ophiolitiques et est interprétée comme dérivant, au moins en partie, de l'ancien domaine océanique ligure. Cet ensemble monotone, qui affleure sous la forme de klippes isolées (Mont Jovet, Pointe du Chardonnet) ou sous forme d'édifices beaucoup plus vastes (Pointe de la Sana, Grand Roc Noir), n'a fourni que récemment (M. MARTHALER et al., 1986) des fantômes de Globotruncana. Cela permet par comparaison avec les régions voisines (M. LEMOINE et al, 1984) de proposer un âge Malm à Crétacé supérieur pour les séries d'affinité piémontaise et liguro-piémontaise. En Vanoise, elles

Le TRIAS de VANOISE OCCIDENTALE. Exemple du Roc de la Pêche.
D'après Ellenberger 1958⁽¹⁾ et 1963⁽²⁾, Baud et Mégard 1975⁽³⁾, et Mégard et Baud 1977⁽⁴⁾.

Age (4)	Lithostratigraphie et terminologie (1) & (2)	Divisions (3) & (4)	Epais- en m.	Milieu, environnement (3) et (4)	Lithologie
CIV Lup A D i f N e r l i E u N r A s u p e r i e u r S o y e n E i n f	Schistes et brèches dolomitiques post-ladiniens	C IV a		C IV a : Subévaporiti- que ; activité tectonique disten- sive.	Dolomies argileuses, pélites, brèches, calcaires noirs lo- calement
	Dolomies terminales à myophories	dolomies S 8 & 9 grises	C III 500	—Emersion— S 9 : Regression Milieu confiné, ta- pis algaire.	niveau orangé— Dolomies grises ban- tées, fines, à cavi- tés.
		dolomies S 7 blanches			
		dolomies noires		S 8 : Transgression Tidal-flat ouvert, bonne énergie, in- fluence marine.	Dolomies grises ban- tées, sableuses, à Myophories.
	Calcaires		400	—Emersion— S 7 : Regression, émersion périodique, tapis algaire.	Dolomies blanches, massives, fines, à laminations et figu- res de dessiccation.
	et				
	dolomies			S 6 : Tidal-flat confiné-sursalé assez bonne énergie.	Calcaires francs, gris, et dolomies blanches.
	à	S 6 s	C II 300	—Emersion— S 5 : Régression. La- gune confinée, riche en matière organique nombreux fousseurs.	"Schistes" orangés— Calcaires gris som- bre bioturbés, et dolomies jaunes ou blanches.
	encrines				
	et			S 4 : Tidal-flat. Influence marine, Bonne énergie.	Calcaires francs, gris, puis calcaires et dolomies blanches ou jaunes à silex.
	diploporos		200		
				S 3 : Lagune confi- née, dépôts de tem- pête sporadiques. Fousseurs.	Calcaires gris som- bre, accidents do- lomitiques orangés.
	niv. d'émersion	S 5		—Emersion— S 2 : Lagune confi- née, légèrement sur- salée. Très nombreux fousseurs.	Calcaires gris brun, très bioturbés (ver- miculés) et dolomies jaunâtres.
	banc à silex	S 4	100	—Emersion— S 1 : Paralique. sursalé/dessalé, in- cursions marines. Détritique et/ou é- vaporitique.	Dolomies argileuses, schistes + dolomiti- ques, grès, cargneu- les,...
	niveau à physoporelles	S 3	C I		
	bancs à dentales	S 2			
	niveau à oligoporelles	S 1	0		
	calcaires vermiculés				

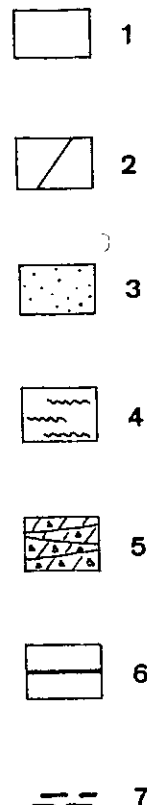


Fig. 5 : Le Trias de Vanoise occidentale, in E. JAILLARD, 1984.

1 : calcaires, 2 : dolomies, 3 : calc. ou doloarénites, 4 : bioturbations,
5 : brèches argilo-dolomitiques, 6 : argiles, 7 : silex.

S₁, S₂, ... : séquences, C_I, C_{II}, ... : cycles.

reposent tectoniquement, par l'intermédiaire de la nappe des gypses, sur toutes les unités précédemment citées.

e) Données récentes sur la sédimentologie de la série briançonnaise

La stratigraphie établie par F. ELLENBERGER (1958 et 1963) sur la base de nombreuses découvertes paléontologiques fera encore longtemps autorité. Mais des travaux d'ordres généraux ou ponctuels ont, plus récemment, précisé et modifié certains points de cette stratigraphie.

En ce qui concerne le Trias, les travaux de J. MEGARD-GALLI (1972a, 1972b) et A. BAUD et J. MEGARD-GALLI (1975, 1977) servent de référence. En Vanoise, ils ont été appliqués par E. JAILLARD (1984, 1985a). Ils montrent qu'après le dépôt des grès épivarisques du Trias inférieur (Scythien), s'installe dans le domaine briançonnais une sédimentation de plate-forme carbonatée dans laquelle se distinguent six grands cycles sédimentaires de transgression - régression (fig.5). Chacun de ces cycles se subdivise en séquences sédimentologiques (mégaséquences) séparées par des discontinuités qui soulignent des changements dans le faciès dominant. Les synthèses sur l'ensemble du bassin briançonnais (A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975 et 1977) ont montré que ces discontinuités faiblement diachrones pouvaient être la base de corrélations fiables.

Pour les termes post-triasiques, la distinction à l'intérieur de la série jurassique de trois (ou quatre) séquences sédimentologiques superposées (P.C. de GRACIANSKY et D. MERCIER, 1976, E. JAILLARD, 1985b) amène à préciser la limite Jurassique moyen/Jurassique supérieur.

De même, de nouvelles datations ont permis de distinguer deux séries de "marbres chloriteux" (F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, 1979) d'âge turonien à sénonien pour la première et probablement paléocène supérieur à éocène inférieur (et/ou lutétien?) pour la seconde.

	F. ELLENBERGER 1958 Vanoise entière	F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT 1979 Rochers de la Loze à Pralognan	B. GOFFE 1975 Massif de Chasseforêt (socle et couverture)	J.P. PLATT et G.S. LISTER 1978 Vanoise méridionale
M ^{ys} Tardifs	(4) Mouvements cassants tardifs avec rejeu d'accidents antérieurs.	Basculement tardif et torsion interne de la structure Phase 6: création de diaclases ouvertes Phase 5: genèse d'un débit pseudo-schisteux Phase 4: cisaillement avec fentes en échelons	Stade 2 BP-HT (4 Kb-450°C) à albite.	Déformations post-Du, voissures, plis serrés locaux.
RETROCHARRIAGE ----- ?	(3) Reflux apparent des Schistes lustrés vers l'arrière; formation de plis isoclinaux déversés vers le SE ou l'Est.	Phase 3: plissement mineur S_3 : clivage de plan axial de plis en genoux déversés vers le SE. (phase du Laisonnay)	Stade 1 de métamorphisme HP-BT (8 Kb-350°C) à glaucophane, chlorite, phengite, paragonite.	Du: écoulement de la couverture vers le SE. pli (kilométrique) d'axe NE-SW à vergence SE.
		Phase 2: plissement décimétrique très disharmonique. S_2 : de plan axial subverticale orientée NNE-SSW à NE-SW		Métamorphisme BP-HT faciès schistes verts (albite) Ds: plissement mésostructural E-W à vergence Nord, affecte le socle et la couverture.
	(2) Arrivée des Schistes lustrés, vergence Ouest ou NW.	Phase 1: genèse de S_1 (S_1 parallèle à S_0) (exsudats de calcite en lentilles)		Ds: plissement couché et chevauchement. Socle: cisaillement subhorizontal couverture: renversement des séries -mise en place des Schistes lustrés-?
	(1*) Dénudation par érosion subaérienne. (1) Phase éocène, "pyrénéenne" affectant la couverture.		Phase 2: mouvements des structures charriées vers l'Est -mécanisme de glissement vers le SE dominant (linéation à glaucophane) -deux directions de plis, SW-NE et E-W. Phase 1: plis isoclinaux NW-SE à vergence SW. S_1 : schistosité de plan axial	Métamorphisme HP-BT (glaucophane, grenat, épidote)

Fig. 6 : Corrélation des différentes études microtectoniques.
(traits ininterrompus: corrélation proposée par les auteurs)

B - III : L'histoire tectono - métamorphique

On doit à F. ELLENBERGER la première description structurale de ce massif, de laquelle a découlé la distinction des différentes unités précédemment citées. Dans l'évolution tectonique qu'il a proposée en 1958, il admet une relative indépendance socle/couverture au cours des déformations tertiaires et applique ainsi au massif de la Vanoise, la notion de *substitution de couverture* généralisée (F. ELLENBERGER, 1958, p.349). De plus, en l'absence des premières datations du métamorphisme alpin, il considère le métamorphisme comme un phénomène relativement tardif, postérieur aux premières phases tectoniques.

a) L'histoire tectonique qu'il propose se résume ainsi :

- (1) à l'Eocène, phase orogénique préliminaire (phase 1) anté-métamorphique,
- (2) étape de dénudation partielle par érosion subaérienne,
- (3) puis sous la surcharge des Schistes lustrés, au Priabonien ou au début de l'Oligocène (phase 2), les éléments de couverture partiellement érodés seraient alors décollés de leur socle d'origine et entraînés sur la zone houillère, elle-même dénudée, et sur la Vanoise septentrionale,
- (4) phase de rетроcharriage (phase 3), qui reprend cet ensemble, produit le reflux des Schistes lustrés vers l'Est, le renversement des séries et l'encapuchonnement des socles,
- (5) pour finir, mouvements tardifs cassants et rejeu de certains accidents antérieurs.

b) Les études tectoniques qui ont suivi, basées sur des données macro et microstructurales vont remettre en question plusieurs des éléments de cette évolution. Nous avons préféré résumer les conclusions des différentes études microtectoniques dans un tableau (fig.6) mettant en évidence les corrélations proposées par les auteurs eux-mêmes.

Il s'en dégage les points communs suivants :

- (1) les premières recrystallisations métamorphiques accompagnent ou précèdent les phases tectoniques précoces;
- (2) la structuration de ce massif s'est effectuée en deux ou trois phases synschisteuses principales;
- (3) la meilleure base de corrélation est la "phase de rетроcharriage". Reconnue par tous les

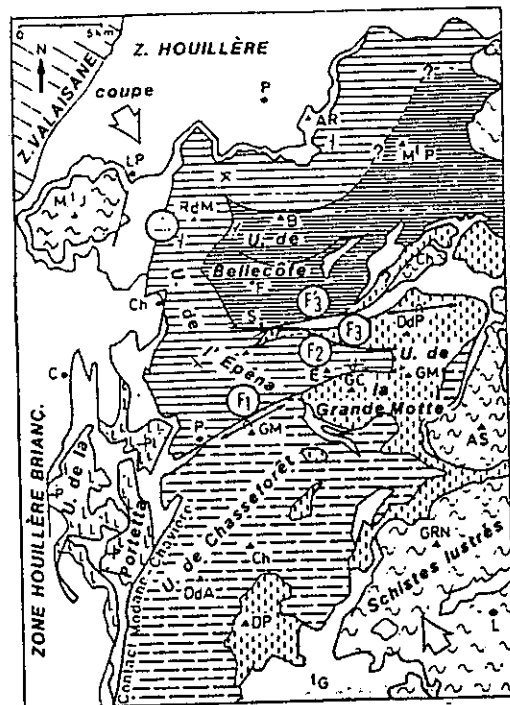


Fig. 7 : Les grandes unités distinguées dans la partie Ouest de la Vanoise. D'après J.F. RAOULT (1980b)

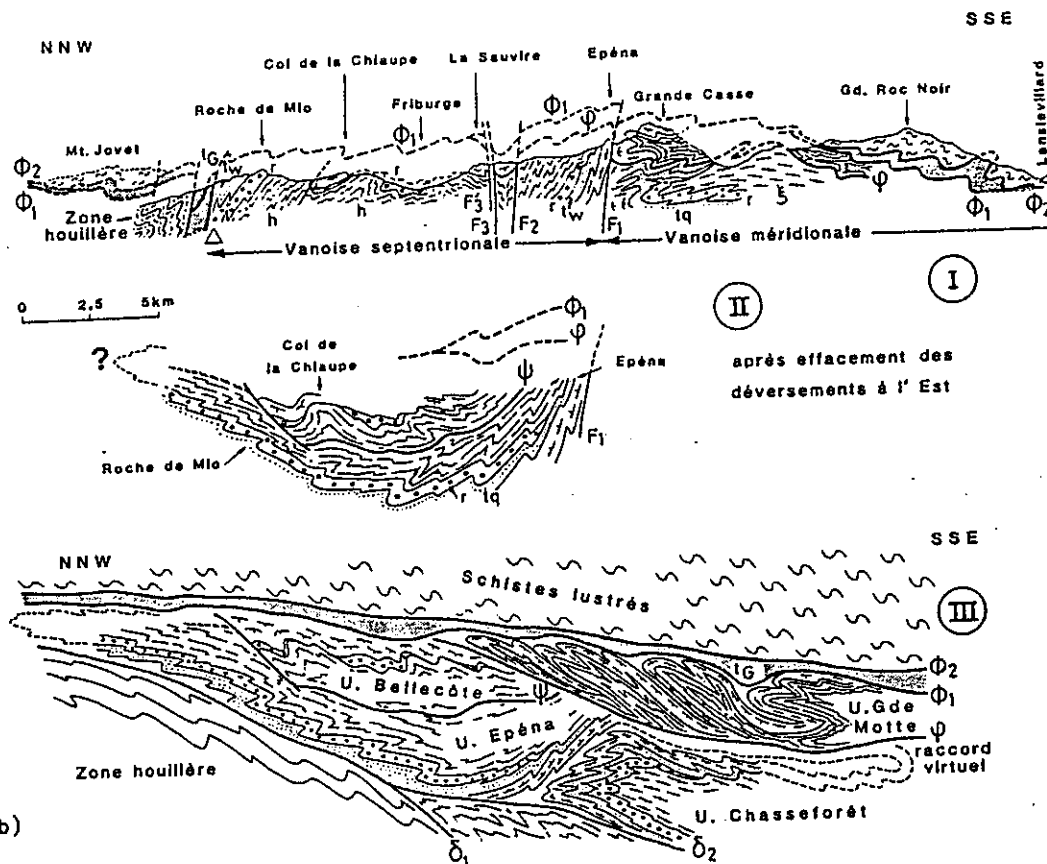
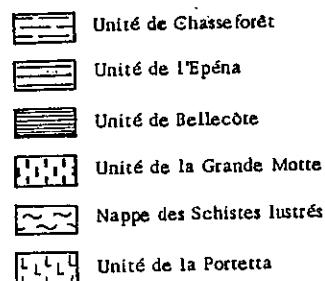


Fig. 8 : Coupes dans la Vanoise. D'après J.F. RAOULT (1980b)

- 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.

auteurs, elle correspond à un événement caractéristique et supposé synchrone sur la transversale de Vanoise.

c) En admettant, au moins localement, le caractère transgressif du Trias sur le Paléozoïque de Vanoise septentrionale, J.F. RAOULT (1980a et b) va nuancer la notion de substitution de couverture généralisée. Dès lors, les raccords possibles entre les différentes unités lui permettent de proposer l'évolution structurale suivante (fig.7 et 8) :

- (1) sous l'avancée et la surcharge des Schistes lustrés, les socles et les couvertures sont ensemble affectés de plis de style pennique déversés vers le N-NW (coupe III). Ces plis non cylindriques se comportent comme des lobes chevauchants à leur front nord sur la zone houillère et coulissants contre celle-ci à l'Ouest selon un décrochement senestre (accident Modane - Champagne).
- (2) Toujours sous conditions métamorphiques, la deuxième phase provoque le rétrocharriage des structures vers l'Est grâce à des plis N-S et des écaillages à vergence est, accompagnés ou suivis du jeu de divers accidents verticaux.

d) Plus récemment, les travaux de E. JAILLARD (1984) et de G. DETRAZ (1984) sur les rapports socle de la zone houillère/couverture de Vanoise occidentale s'opposent au schéma précédent sur les différents points suivants :

- (1) Au moins au Sud-Est de Pralognan le contact série Briançonnaise sur zone houillère est partout tectonique. Cette phase de charriage précoce (antérieure à la phase de plissement pennique de J.F. RAOULT), à laquelle aucune structure synschisteuse n'est associée, pourrait être assimilée à un décollement de la couverture dans un style de déformation fragile (E. JAILLARD, 1984, p.174);
- (2) le jeu décrochant senestre de l'accident de Modane - Champagne, par ailleurs assez modeste, ne semble intervenir que vers la fin de l'histoire structurale lors d'une phase D4 postérieure au rétrocharriage (E. JAILLARD et G. DETRAZ, 1984).

e) Parallèlement, les études structurologiques de J. PLATT et G.S. LISTER (1985a et b) sur le massif de Vanoise méridionale et dans les unités de la Dent Parrachée proposent un inventaire des microstructures et de leurs relations avec les événements métamorphiques. L'histoire tectonique proposée, très semblable à celle de Vanoise occidentale (E. JAILLARD, 1984, G. DETRAZ, 1984) en ce qui concerne les différentes phases, met en évidence l'opposition, entre ces deux massifs, du style de la première phase de déformation (fig.9). Cette "saute" de niveau structural entre les

	Vanoise Occidentale E. JAILLARD 1984	Vanoise Méridionale J. PLATT & G. LISTER 1985
MOUVEMENTS TARDIFS	D5: JEU ET REJEU DE FAILLES CONJUGUEES, NORMALES ET DECROCHANTES	D4: CULMINATION DE LA VANOISE SUIVANT UN AXE N-S
Rétro DEVERSEMENT	D4: PLIS P4 NE-SW, S4 N50 PENTÉ NW D3: PLIS P3 SUDMÉRIDIENS, 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: PLIS P2 POST-NAPPES, N90 A N120 VERGENCE NORD SCHISTOSITÉ S2 DE PLAN AXIAL	Métamorphisme SCHISTES - VERTS D2: PLIS 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 PLIS P1 COUCHÉS MAJEURS SCHISTOSITÉ S1 ET LINÉATION MINÉRALE (GLAUC.) RÉGIONALE DIRECTION DE TRANSPORT NW Métamorphisme SCHISTES - BLEUS

Oligocène →

Eocène sup. ? →

Fig. 9 : 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).

couvertures de la zone houillère et de Vanoise méridionale d'une part, l'importante différence de métamorphisme enregistrée dans ces deux socles d'autre part, impliquent un rapprochement notable entre ces deux dernières unités postérieurement au charriage.

Sur ces données bibliographiques, j'ai proposé (H. DONDEY, 1985) de voir dans l'accident de Modane - Champagny, par lequel s'affronte ces deux massifs, le responsable de ce raccourcissement que les données de terrain semble placer lors de la phase de rétrocharriage (E. JAILLARD et G. DETRAZ, 1984).

B - IV : Le métamorphisme alpin

a) La zonation métamorphique en Vanoise

Dans l'étude du métamorphisme alpin, la Vanoise a rapidement pris une place importante. En démontrant la liaison entre la cristallinité des terrains, l'intensité des déformations tectoniques et l'importance de la composition initiale sur le résultat final, P. TERMIER (1890) avait déjà défini la notion de dynamométamorphisme. Depuis, les études se sont multipliées et la zonation et la chronologie du métamorphisme de Vanoise sont maintenant mieux connues. On y rencontre trois socles contigus, de faciès métamorphiques différents (fig.10) :

- (1) La *Vanoise méridionale*, à métamorphisme haute pression dont les associations (glaucophane, jadéite + lawsonite), typiques du domaine des schistes bleus, sont partout dans les zones internes datées de 60 à 80 Ma - *phase éoalpine* - (J. BOCQUET et al., 1974, J.C. HUNZIKER, 1974). Il succède à ce métamorphisme HP une rétromorphose dans le faciès des schistes verts datée de 38 ± 2 Ma (Eocène terminal) - *phase mésoalpine* -.
- (2) La *Vanoise septentrionale*, à métamorphisme schistes verts.
- (3) La *zone houillère*, qui montre seulement dans ses parties les plus internes des associations à lawsonite - chlorite - albite traduisant des pressions ayant dépassé 3 Kbar (B. GOFFE, 1986, comm. pers.).

Le principal problème est celui d'un éventuel hiatus métamorphique entre socle et couverture. En effet, la couverture Briançonnaise a elle aussi acquis un métamorphisme HP-BT représenté par les faciès à Fe/Mg carpholite - chloritoïde - pyrophyllite - lawsonite (B. GOFFE, 1982). Mais, les derniers termes de la série étant datés de l'Eocène inférieur à Lutétien (?) (F. ELLENBERGER et

J.F. RAOULT, 1979), l'âge de ce métamorphisme ne peut être que postérieur à 60-80 Ma (Crétacé sup.). Cependant, l'absence de datation des paragenèses HP-BT dans le socle de Vanoise méridionale donne lieu à deux hypothèses (J. BOCQUET, 1974) (fig.11) :

Hypothèse 1 : le métamorphisme HP-BT du socle est éoalpin (60-80 Ma, Crétacé supérieur) comme dans l'ensemble des zones internes. La couverture, à métamorphisme méso-alpin, est alors allochtone sur ce socle.

Hypothèse 2 : la couverture et le socle de Vanoise méridionale sont affectés ensemble par le métamorphisme haute pression - basse température au cours de l'épisode méso-alpin.

Pour J. DESMONS (1977, 1980) les conditions estimées pour le métamorphisme du socle sont de l'ordre de 10Kbar et 350°C, alors qu'elles ne dépasseraient pas 6Kbar et 300-320°C dans la couverture. Pour B. GOFFE (1982), les nouvelles données thermobarométriques sur la jadéite (T.J.B. HOLLAND, 1980) permettent de fixer les pressions dans le socle aux alentours de 7 à 8 Kbar. Dès lors il admet que les différents éléments de couverture devaient avoir un socle commun pendant l'évolution prograde du métamorphisme, celui de Vanoise méridionale.

b) Evolution métamorphique de la couverture

B. GOFFE (1982) distingue cinq étapes dans cette évolution (fig.12) :

Etape I : 45 à 42 Ma, surcharge de 8 à 9 km, T=230°C,

Etape II : 42 à 41 Ma, surcharge supplémentaire de 12 à 13 km, P=6-7Kbar, T=300-320°C.

Ces deux premières étapes sont communes au socle de Vanoise méridionale et à toutes les couvertures, elles vont conduire à l'apex du métamorphisme.

A partir de l'étape III, la couverture se scinde en trois parties :

- en *Vanoise méridionale*, la remontée des isothermes (par réajustement thermique) accompagnée d'une diminution des pressions par délestage dû à l'érosion provoque la rétro-morphose et la destruction des assemblages métamorphiques HP.

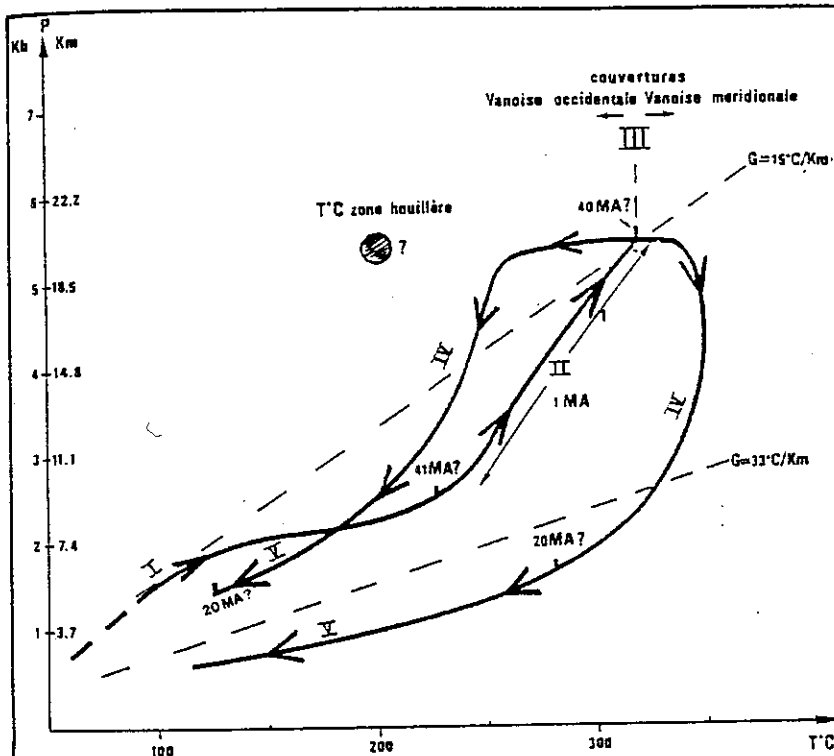


Fig.12 : Evolution des conditions du métamorphisme dans la Vanoise. Diagramme Pression-Température, d'après B. COFFE (1982)

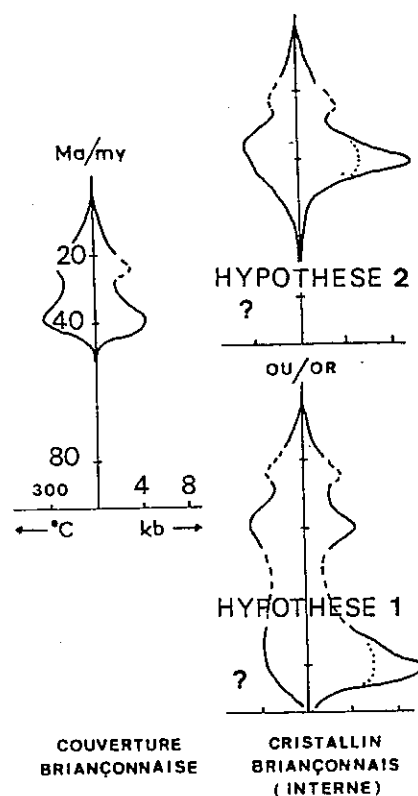


Fig.11 : Evolutions et conditions du métamorphisme de Vanoise. D'après J. DESMONS 1980

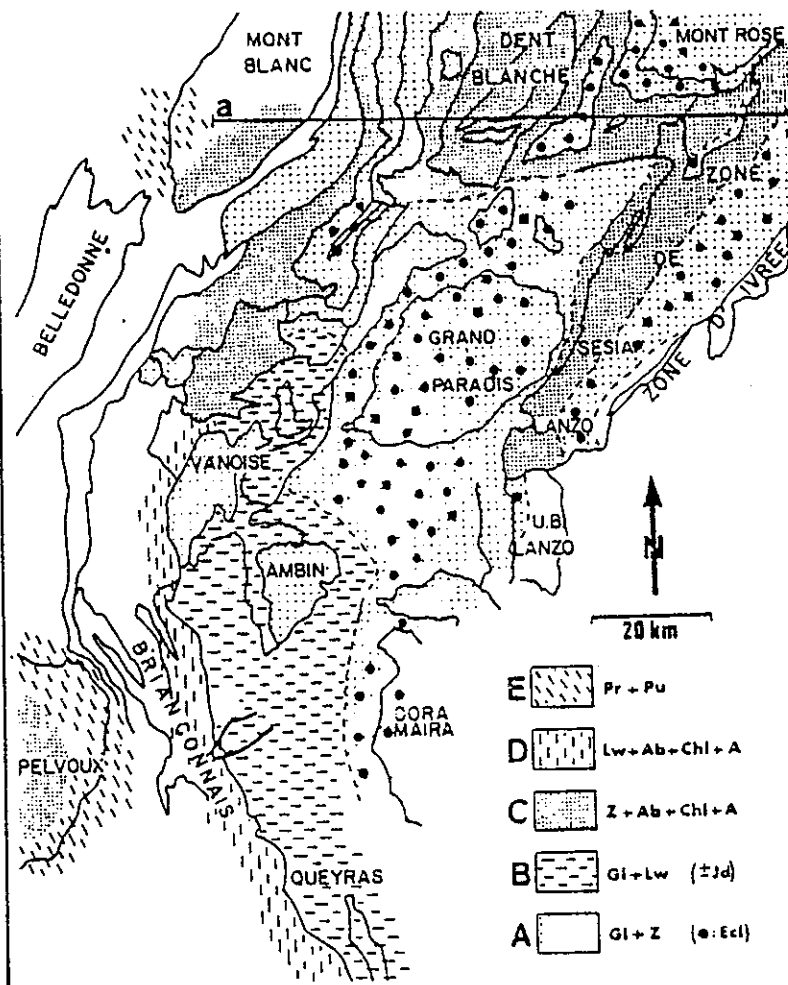


Fig.10 : Zonéographie du métamorphisme dans les zones internes alpines. A : amphibole, Ab : albite, Chl : chlorite, Gl : glaucophane, Lw : lawsonite, Jd : jadéite, Pr : prehnite, Pu : pumpellyite, Z : zoïsité, Ecl : éclogite.

in KORNPORST et al, 1980

- en *Vanoise occidentale* et *Vanoise septentrionale*, la conservation de la matière organique et des paragénèses HP implique un refroidissement brutal attribué au charriage de cette couverture sur un socle froid (200-220°C), celui de la zone houillère.

Il se produit ensuite un délestage rapide (étape IV) puis lent (étape V) avec l'établissement d'un gradient normal, ramenant les roches à la surface.

B - V : La Vanoise dans le cadre tectonométamorphique des Alpes occidentales

Les données fournies par les études tectoniques et métamorphiques de Vanoise s'intègrent dans plusieurs modèles tectonogénétiques à l'échelle des Alpes occidentales.

a) Pour F. ELLENBERGER (1963), sous la poussée de la nappe de la Dent Blanche entraînant sous elle les unités des Schistes lustrés, la Vanoise serait devenue un vaste "géosynclinal de nappes". Depuis, nous savons qu'à l'époque où la Vanoise se trouvait sous une forte surcharge (Eocène supérieur), le Grand Paradis était, lui, déjà en grande partie délesté (C. CHOPIN, 1979, C. CHOPIN et H. MALUSKI, 1980). Dès lors, il est difficile d'admettre que l'unité austro-alpine soit responsable des hautes pressions à la fois sur le Grand Paradis et sur la Vanoise (B. GOFFE, 1982, p.208).

b) A partir de 1970, les conceptions de la tectonique globale permettent d'intégrer la ou les phases de métamorphisme HP-BT dans un schéma de type subduction / obduction (W.G. ERNST, 1971, G.V. DAL PIAZ et al., 1972, J. BOCQUET, 1974b, R. CABY et al., 1978, M. MATTAUER et P. TAPPONIER, 1978). En Vanoise, quel que soit l'âge du métamorphisme HP (éocalpin ou mésoalpin), une grande partie (relativement externe) de la marge européenne a dû subir un enfouissement important par subduction. Les différents modèles tentent alors de rendre compte de cette particularité en admettant une subduction intracontinentale à l'intérieur du domaine européen. Pour les uns (R. CABY et al., 1978), il s'agit d'une subduction tardive, à pendage ouest, contemporaine du rétrocharriage, entre zone houillère et Vanoise méridionale. Pour les autres (B. GOFFE, 1982), cette subduction hypothétique à pendage est prendrait place à l'Ouest du Grand Paradis dans un stade relativement précoce, et entraînerait :

- (1) le charriage du Grand Paradis vers l'Ouest,
- (2) la surcharge génératrice du métamorphisme HP en Vanoise.

CHAPITRE II

ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE MESOZOIQUE

A - INTRODUCTION

A - I : Présentation

A - II : Méthodes et objectifs

B - LES UNITES BRIANÇONNAISES CLASSIQUES

B - I : Introduction

B - II : Les séries briançonnaises du front nord de Vanoise méridionale

B - III : Les séries briançonnaises de la vallée de l'Arc

B - IV : Conclusion générale sur les séries briançonnaises de Vanoise méridionale

C - LA SERIE DE L'UNITÉ (OU NAPPE) DE LA GRANDE MOTTE

C - I : Lithostratigraphie

C - II : Conclusion

D - LES ECAILLES D'ATTRIBUTION INCERTAINE

D - I : L'écaille dolomitique et calcaire de l'arête SE du Dôme de Chasseforêt

D - II : Les calcschistes de la Crête de la Frêt

E - CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

E - I : Les séries mésozoïques de Vanoise méridionale dans le cadre de la paléomarge téthysienne

E - II : Reconstitution paléogéographique

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

A - INTRODUCTION

A - I : Présentation

On distingue classiquement en Vanoise quatre types de couvertures mésozoïques. Trois de celles-ci ont été reconnues (F. ELLENBERGER, 1958) en Vanoise méridionale (fig.13).

(1) *La série de Vanoise méridionale*, de type briançonnais externe, affleure au Nord et au Sud du terrain étudié.

. Au Nord elle constitue les chainons allant du Roc de la Vallette au plateau de la Réchasse,

. Au Sud et au Sud-Ouest, elle forme respectivement l'imposant verrou des forts de l'Esseillon qui barre la vallée de l'Arc au Nord de Modane et l'enveloppe du massif Pointe de l'Echelle - Râteau d'Aussois où elle est presque exclusivement représentée par les quartzites du Trias inférieur.

(2) *La série de la Grande Motte* forme ici l'ensemble du massif de la Dent Parrachée où elle repose tectoniquement, le plus souvent, sur le socle paléozoïque de l'Arpont, mais aussi sur des écaïlles d'attribution incertaine.

(3) *La nappe des Schistes lustrés* qui affleure au Sud et à l'Est de la vallée de l'Arc. Elle n'a pas fait ici l'objet d'une étude détaillée. J'ai néanmoins visité quelques unes des coupes décrites (B. LANDES, en préparation, S. FUDRAL, en préparation) près de Termignon afin de comparer les lithologies présentes avec celles visibles dans certaines écaïlles d'attribution difficile, conservées sur le versant est du Dôme de Chasseforêt.

(4) La série de Val d'Isère-Ambin n'affleure pas sur le terrain étudié; cependant, à l'issue de cette étude je rapprocherai de cette dernière la série de la vallée de l'Arc.

A - II : Méthodes et objectifs

En raison de l'intensité des recristallisations métamorphiques, les datations paléontologiques des différentes formations sont très rares et généralement peu précises. C'est pourquoi, le plus souvent, c'est par analogie de faciès avec des termes datés ou par encadrement avec des terrains

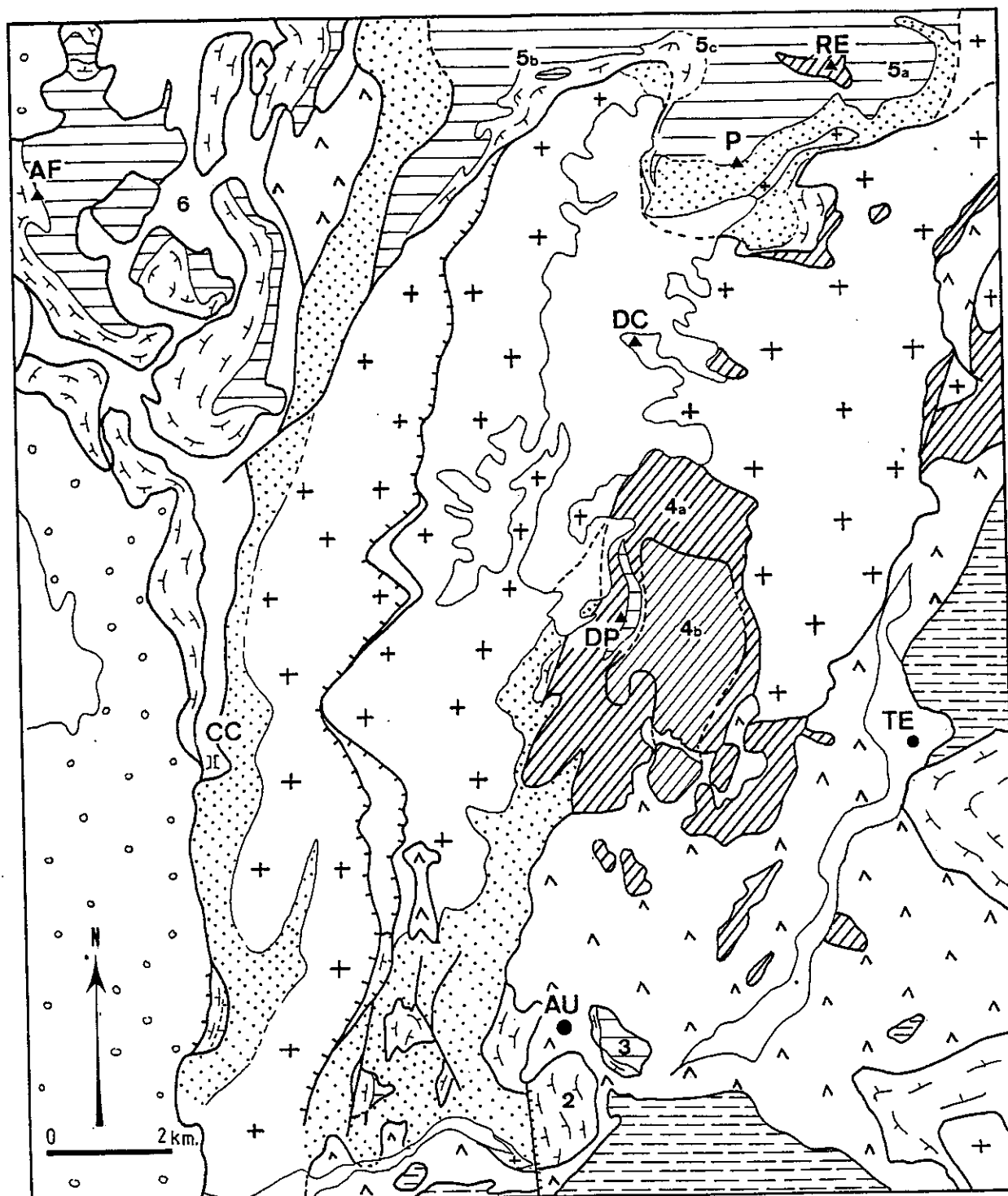


Fig.13 : LOCALISATION DES SERIES MESOZOIQUES

-  Nappe des Schistes lustrés
-  Nappe des gypses
-  Calcaires post-triasiques
-  Trias calcaréo-dolomitique
-  Nappe de la Grande Motte
-  quartzites werfénien
-  Paléozoïque (Vanoise-Ambin)
-  Zone houillère

AU : Aussois, TE : Termignon, P : Mt Pelve,
RE : Pte de la Réchasse, AF : Aiguille du
Fruit, DC : Dôme de Chasseforêt, DP : Dent
Parrachée, CC : Col de Chavière.

1 : Roc du Bourget, 2 : Forts de l'Esseillon
3 : Carrière des Lozes, 4a : Unité Dent Parrachée
4b : U. Belle Place, 5a : Pl. de la Réchasse,
5b : Grand Marchet, 5c : Aig. de l'Arcelin, 6 :
Vanoise occidentale. (d'après E. JAILLARD 1984)

d'âge connu que l'on peut proposer un âge. Ainsi, les travaux de A. BAUD et J. MEGARD-GALLI (1975, 1977) pour le Trias, de Th. DUMONT (1983 et 1984) pour la série rhético-hettangienne, de E. JAILLARD (1984 et 1985b) pour la série jurassique de Vanoise occidentale, fournissent grâce à la sédimentologie et l'analyse séquentielle une base fiable de corrélations.

Dès lors, l'objectif principal de cette étude lithostratigraphique est de recenser et de décrire les différentes séries mésozoïques de Vanoise méridionale. Enfin, après avoir dégagé les caractéristiques de chacune de ces séries, je proposerai, à la manière dont on reconstitue un puzzle, de replacer les différentes unités dans leur contexte paléogéographique.

B - LES UNITES BRIANÇONNAISES CLASSIQUES

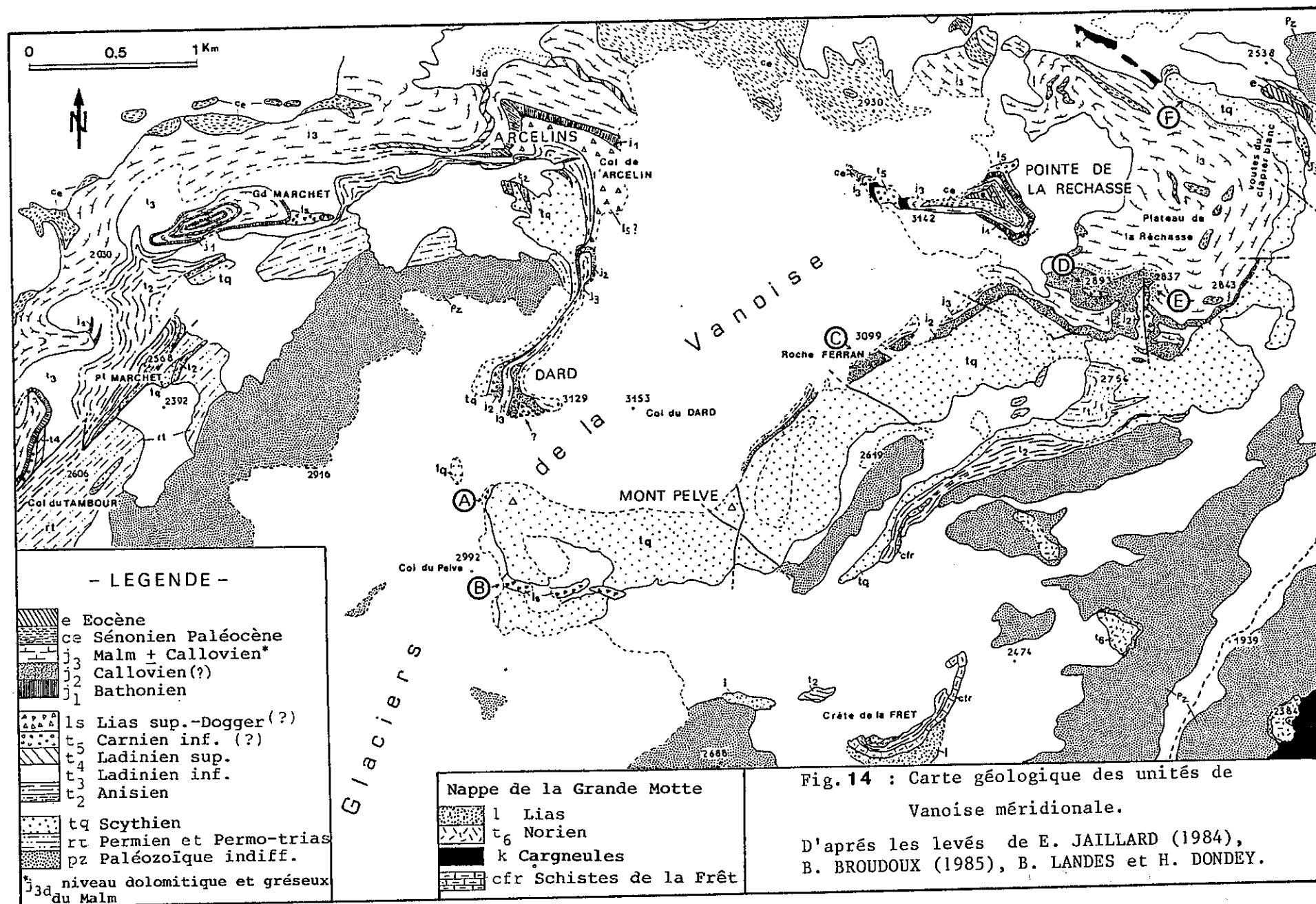
B - I : Introduction

Les principaux éléments de couverture briançonnaise de Vanoise méridionale se répartissent en deux ensembles cartographiquement indépendants. Ils seront présentés successivement en essayant de dégager pour chacun leurs traits caractéristiques.

B - II : Les séries briançonnaises du front nord de la Vanoise méridionale (fig.14)

Ces séries constituent l'enveloppe sédimentaire de la retombée nord du dôme paléozoïque de Chasseforêt et s'étendent en continuité cartographique du Roc de la Vallette à l'Ouest au plateau de la Réchasse à l'Est. Elles ont déjà fait l'objet de plusieurs études qui ont mis en évidence :

- (1) à l'Ouest (Roc de la Vallette, Grand Marchet, Pointe de l'Arcelin), une succession stratigraphique de type briançonnais externe en tout point comparable aux séries de Vanoise occidentale (F. ELLENBERGER, 1958, E. JAILLARD, 1984, p.164) où les séries jurassiques reposent en discordance sur le Trias carbonaté, localement par l'intermédiaire de brèches dolomitiques supratriasiques.



- (2) à l'Est (Socle de la Réchasse, Epéna), le repos stratigraphique du Jurassique sur les quartzites du Trias, confirmant le caractère autochtone local de la "série carbonatée" sur la "série siliceuse" (J.F. RAOULT et al., 1984, B. BROUDOUX, 1985).

L'ensemble de ce secteur montre donc une érosion anté-dogger croissante vers l'Est, pouvant à cette époque dégager des affleurements de quartzites werféniens qui seront submergés progressivement au cours du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur (J.F. RAOULT et al., 1984).

Au cours d'une visite commune avec E. JAILLARD, il nous est apparu intéressant :

- (1) de préciser la position stratigraphique des brèches dolomitiques visibles au sommet du Trias,

- (2) de tenter de préciser l'âge de la transgression jurassique dans ce secteur,

- (3) de voir quelles étaient les modalités qui avaient provoqué ainsi l'érosion de tout ou partie du Trias carbonaté (soit plusieurs centaines de mètres à mille mètres de série).

a) Les niveaux de brèches dolomitiques

L'âge des niveaux de brèches dolomitiques supratriasiques reste, en Vanoise, l'objet de nombreuses discussions. Dans les séries de Vanoise méridionale comme ailleurs, elles sont attribuées dans leur ensemble soit au Rhétien (F. ELLENBERGER, 1958, p.221 et 251), soit au Carnien (J. MEGARD-GALLI et A. BAUD, 1977, E. JAILLARD, 1984, B. BROUDOUX, 1985, cartes et coupes). De nouvelles observations sur les relations entre les brèches et leur substratum triasique nous conduisent, dans ce secteur, à distinguer deux niveaux de brèches d'âge et d'origine différentes.

a-1) Lithologies

Trois affleurements principaux de ces brèches ont été reconnus :

- Les deux premiers (Pointe est du Grand Marchet, Col de l'Arcelin, fig.18-1 et 2) reposent en discordance nette sur le Trias moyen (Ladinien au Grand Marchet, Anisien à l'Arcelin). Le faciès est celui d'une brèche hétérogène, à éléments dolomitiques, à patine brune ou orangée et à cassure le

plus souvent sombre. Les éléments centimétriques à décimétriques peuvent être faits soit d'une dolomie fine à laminations algaïres, soit d'une dolomie gréseuse (doloarénite) à microcavités remplies de calcite. La matrice, peu abondante, est argileuse et confère à l'ensemble une patine orangée à brune.

- Le troisième (Col du Pelve, fig.15, 16, 17 et 18-5) repose directement sur les quartzites du Trias inférieur. La même brèche dolomitique alterne ici d'une manière confuse et sur une plus forte épaisseur, avec des bancs discontinus de calcaires rubanés à éléments dolomitiques et niveaux micacés ainsi qu'avec des schistes calcaires ou dolomitiques à cassure noire ou grise. La matrice de la brèche, beaucoup plus abondante, est faite de schistes rutilants très riches en minéraux phylliteux. A la base, le passage aux quartzites francs du Trias se fait par une roche schisteuse à patine verdâtre très riche en quartz et micas, qui remanie le terme sous-jacent.

a-2) Relation des brèches dolomitiques avec les termes du Trias (fig.18)

Sur l'ensemble de la coupe Ouest-Est (Grand Marchet, socle de la Réchasse), les affleurements de brèches supratriasiques sont fortement discontinus et localisés. A l'affleurement, elles reposent en discordance angulaire nette sur les différents termes du Trias et sont elles-mêmes surmontées localement en discordance par le Dogger (s.l.).

- Au *Grand Marchet* (fig. 18-1), elles reposent sur des dolomies blanches massives à fines laminations algaïres et intercalations de brèches intraformationnelles (brèches de dessiccation ?) du Ladinien (cycle III, S8, J. MEGARD-GALLI et A. BAUD, 1977). Elles sont surmontées par des schistes noirs (sommet est) ou des calcaires lités sombres (sommet ouest) datés, ailleurs en Vanoise, du Jurassique moyen (F. ELLENBERGER, 1958).

- Au *col de l'Arcelin* (fig.18-3), elles surmontent les dolomies jaunes et les calcaires de l'Anisien qui disparaissent vers le Sud pour faire place à un contact brèches/quartzites werféniens (Pointe du Dard), disposition que l'on retrouve au col du Pelve (fig.15). Les affleurements de brèches sont ici surmontés par les calcaires siliceux et les quartzites gris-bleu du Jurassique moyen élevé (Callovien probable, cf B-II).

- Plus à l'Est, sur le *plateau de la Réchasse* (fig.18-6), ces niveaux bréchiques réapparaissent localement à la base du Jurassique moyen en repos direct sur les quartzites triasiques (J.F. RAOULT et al., 1984, fig.2).

Fig. 15: Panorama du col du Mont Pelve, depuis les pentes nord de Chasseforêt, d'après photo (in F. ELLENBERGER, 1958, pl.39)

Js : Jurassique sup. (Callovien et Malm)
 Jm : Jurassique moyen (s.l.)
 Br.: brèches argilo-dolomitiques (Lias sup.-Dogger inf. ?)
 tq : quartzites (Scythien)
 Pz : paléozoïque indifférencié

le point **A** renvoie à la fig.16
 le point **B** à la fig.17.

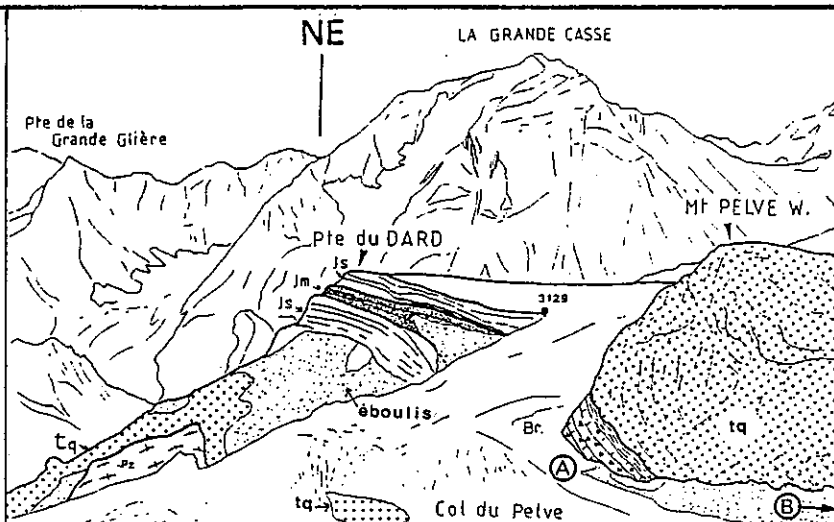


Fig. 16: coupe du col du Pelve

1, 2: idem fig.15

3 : calcaire rubané bréchiue

4 : alternance de brèches dolomitiques schisteuses, de calcaires noirs à éléments dolomitiques et niveaux micacés.

↖ : polarité stratigr.

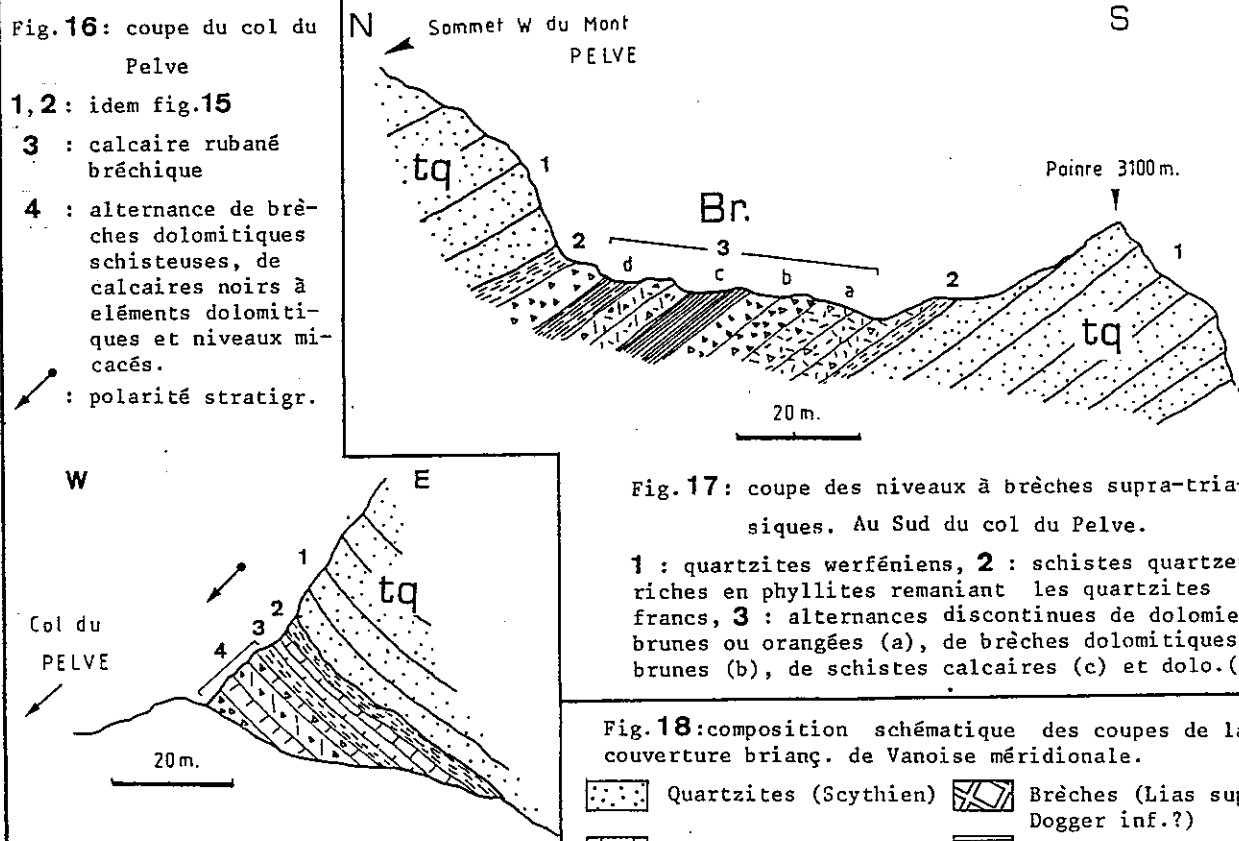
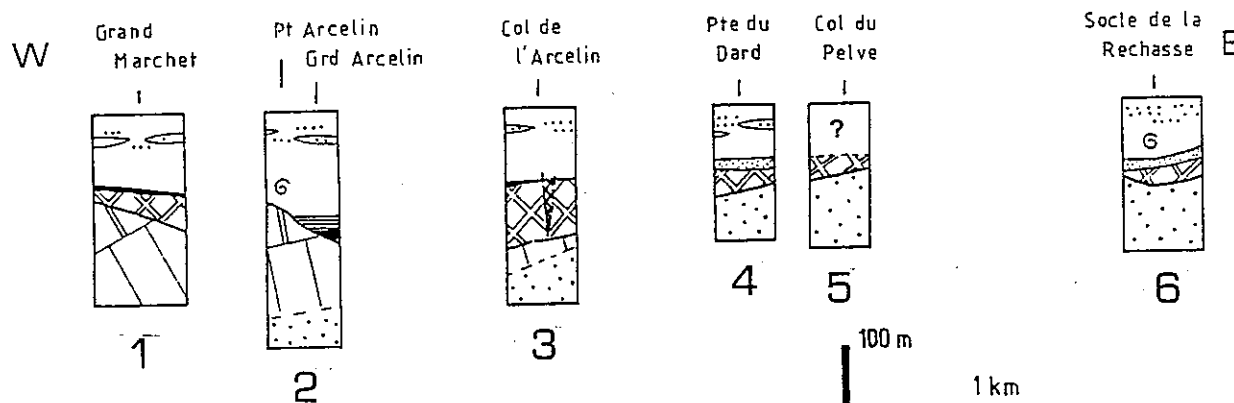


Fig. 17: coupe des niveaux à brèches supra-tria-siques. Au Sud du col du Pelve.

1 : quartzites werféniens, 2 : schistes quartzeux riches en phyllites remaniant les quartzites francs, 3 : alternances discontinues de dolomies brunes ou orangées (a), de brèches dolomitiques brunes (b), de schistes calcaires (c) et dolo. (d).

Fig. 18: composition schématique des coupes de la couverture briang. de Vanoise méridionale.

	Quartzites (Scythien)		Brèches (Lias sup. Dogger inf.?)
	Anisien		Dogger à Mytilus
	Ladinien inf. et moy.		Calc. massif (Call. Malm)



Il apparaît donc que les brèches se sont déposées, comme les termes du Jurassique moyen, sur un paléorelief où, par places, la totalité du Trias carbonaté a été érodé. Latéralement, on constate que les différentes lentilles de brèches se relaient rapidement et que leurs limites correspondent le plus souvent à celles des compartiments où l'érosion anté-dogger est forte (par exemple entre la Pointe est du Grand Marchet et la petite Aiguille de l'Arcelin, fig. 18-1 et 2). Bien que les déformations alpines aient déformé les relations précises entre les compartiments, on peut admettre qu'ils étaient limités par des abrupts de failles, sans doute à pendage Est ou Sud-Est qui ont, semble-t-il, guidé la répartition des brèches.

a-3) Attribution

Le dépôt des brèches s'est donc effectué après un événement tectonique d'âge anté-dogger, dont le caractère polyphasé est attesté :

- (1) par la présence de fentes ouvertes, remplies de schistes bruns carbonatés et bréchiques, recoupant les brèches dolomitiques (Col de l'Arcelin, fig. 18-3),
- (2) par la discordance du Dogger (s.l.) sur les niveaux bréchiques.

Comme pour les brèches supraladiniennes de Vanoise occidentale, deux hypothèses sont possibles (E. JAILLARD, 1984, 1985a) pour dater les brèches du front nord de Vanoise méridionale :

- (1) *Les brèches sont carniennes.* La paléostructure du Mont Pelvé - Plateau de la Réchasse serait alors due à la tectonique carnienne, ce qui semble peu vraisemblable compte tenu de l'ampleur modeste de cet événement dans le reste des Alpes occidentales. De plus cela réduirait d'autant la part de la tectonique liasique dans ce massif, ce qui est surprenant si l'on tient compte de l'importance de cette dernière (E. JAILLARD, 1985a, p.95).
- (2) *Les brèches sont jurassiques.* L'événement tectonique serait alors celui de la tectonique principale liasique qui a conduit, dans toutes les Alpes occidentales, au découpage des grands domaines paléogéographiques. Par comparaison avec les régions voisines, cette tectonique daterait du Lias inférieur à moyen (M. LEMOINE, 1984). On peut dès lors attribuer, sous réserve, ces brèches au Lias supérieur-Dogger inférieur (?) suivant l'âge des premiers dépôts jurassique moyen qui les surmontent (cf II-b).

a-4) Conclusion

L'étude des premiers dépôts recouvrant en discordance le paléorelief du Mont Pelve - Plateau de la Réchasse apporte de nouveaux arguments en faveur d'un âge jurassique pour les brèches supratriasiques de ce secteur. On peut, dès lors, distinguer sur l'ensemble de la couverture briançonnaise de Vanoise deux niveaux de brèches supratriasiques d'âge et d'origine géodynamique distincts :

- Le premier (E. JAILLARD, 1984, 1985 et comm. pers.), auquel on peut rattacher les affleurements du Col du Tambour et sans doute les brèches dolomitiques du massif du Vallaisonnay (B. BROUDOUX, 1985), se compose principalement de calcaires, calcschistes et dolomies noires bréchiques. Il repose le plus souvent sur le Trias moyen peu érodé et est surmonté en discordance par le Bathonien. Son dépôt serait antérieur à la tectonique liasique et tirerait son origine d'un événement tectonique relativement mineur d'âge carnien (M. BOURBON et al., 1976, J. MEGARD-GALLI et A. BAUD, 1977, E. JAILLARD, 1984). Ce niveau de brèches à calcaires noirs daterait alors du Carnien (inférieur?)(cycle CIVa, J. MEGARD-GALLI et A. BAUD, 1977), bien qu'un âge rhétien ne soit pas exclus (F. ELLENBERGER, 1958).

- Le deuxième (Grand Marchet, Arcelin, Mont Pelve), surtout fait de brèches dolomitiques plus ou moins argileuses, à patine brune, nettement discordant sur le Trias moyen ou inférieur, serait postérieur à la tectonique liasique principale. Ce niveau qui apparaît dès lors rattaché au cycle jurassique peut être attribué au Lias supérieur - Dogger inférieur (?).

Cependant, les caractéristiques lithologiques, granulométriques et sédimentologiques de ces deux niveaux que nous avons distingués par leur position stratigraphique, restent encore à préciser par une étude comparée beaucoup plus fine. D'autre part, il faut souligner que, faute de fossiles et de datations objectives, les attributions chronostratigraphiques proposées restent en grande partie des commodités

b) Les termes transgressifs du Jurassique moyen et supérieur

Le Dogger débute par des lentilles de quartzites gris-bleu à patine rouille, bien connues à l'Est de Pralognan depuis F. ELLENBERGER (1958) . Cet auteur avait constaté que leur puissance augmentait vers l'Est en direction des régions où le Dogger est absent (série de Val d'Isère Ambin) ou présent de manière sporadique (nappe de la grande Motte). Il invoquait donc comme origine du

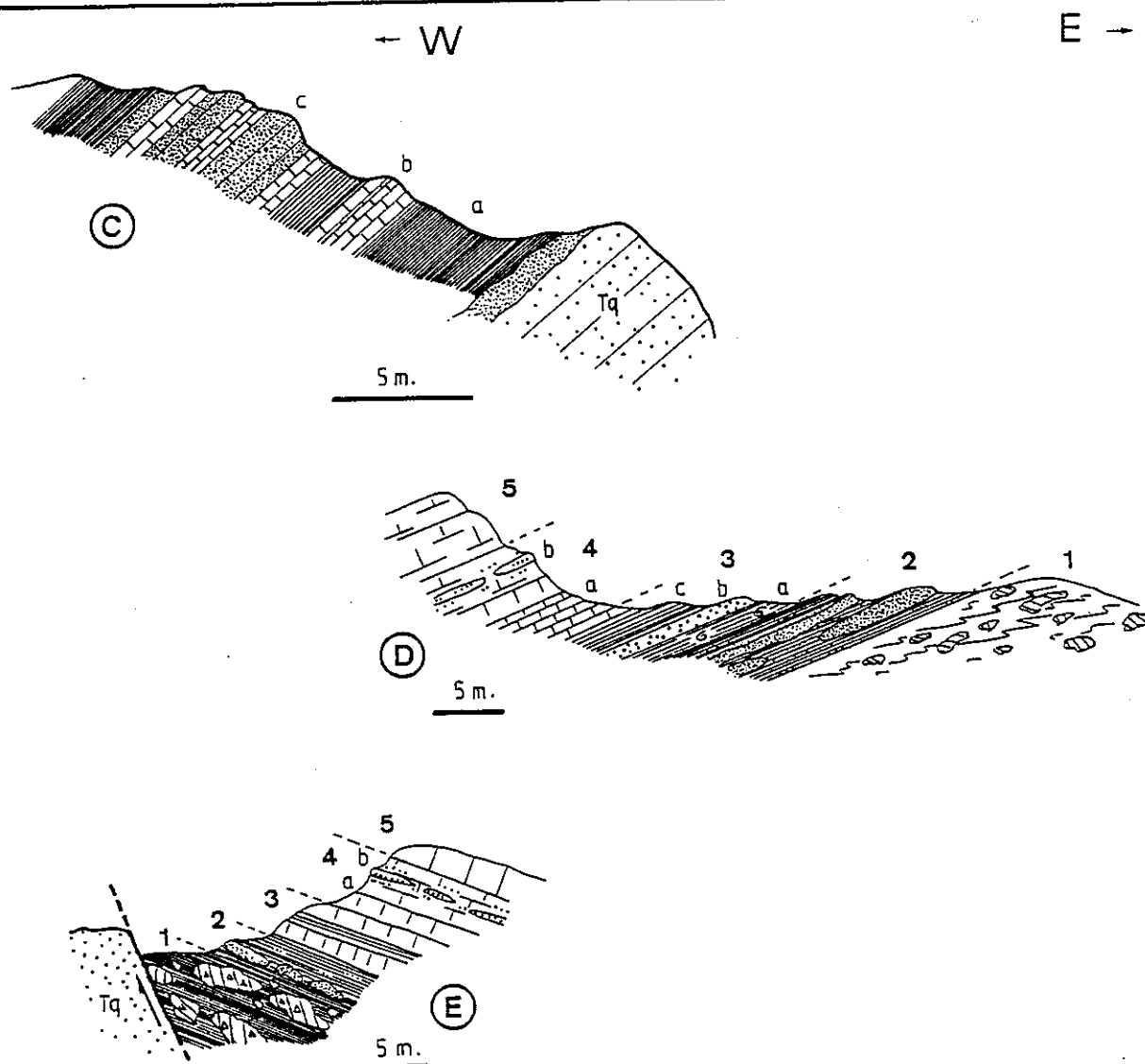


Fig. 19 : Lithostratigraphie du Jurassique du Mt Pelve-plateau de la Réchasse. Localisation voir fig. 14 points C, D, E.

LEGENDE : (C) coupe de l'arête de Roche Ferran; a, schistes calcaires et gréseux noirs; b, calcaires lités se débitant en plaquettes à patine orangée; c, quartzites bleus en bancs décimétriques; Tq, quartzites blancs (Scythien).

(D) et (E) coupes des points 2893m. et 2837m., SW du plateau de la Réchasse; 1, brèches dolomitiques et schistes calcaires noirs (Lias sup.-Dogger inf. ?); 2, quartzites gris-bleu et schistes calcaires sableux; 3, calcaires à éléments figurés, (a) niveau à gros gastéropodes (type nérinées), (b) niveau métrique à polypiers branchus, (c) calcaires lités à cassure sombre, 4a, marbres massifs ou lités à cassure claire; 4b, niveau gréso-siliceux discontinu; 5, calcaires massifs clairs.

détritisme siliceux l'érosion d'une lointaine "terre pennique" (F. ELLENBERGER, 1958, p.298). Depuis, la découverte d'arguments en faveur d'un contact stratigraphique du Jurassique moyen et supérieur sur les quartzites du Trias (J.F. RAOULT et al., 1984) semble, à première vue, résoudre le problème de l'origine de ces faciès du Dogger. Cependant, les teneurs élevées en lithium (et autres éléments légers Be, B, F) dans les sédiments quartzo-alumineux du Bathonien de Vanoise occidentale (B. GOFFE, 1982) indiquent que les roches érodées étaient de composition granitique ou périgranitique, comme celles de la zone d'Acceglio (s.s.) qui est proposée comme zone d'alimentation possible (B. GOFFE, 1982, E. JAILLARD, 1984).

*diminué
pour fig. 16
Dog.*

Les coupes étudiées dans le chaînon du Mont Pelve permettent de préciser l'âge de la transgression jurassique et par là même de montrer que la corrélation directe entre les quartzites noirs deltaïques d'âge bathonien et les lentilles de quartzites gris-bleu du massif du Pelve ne peut être admise.

b-1) Lithologies

Les différentes coupes relevées dans le Jurassique entre la Pointe du Dard à l'Ouest et le col de la Vanoise à l'Est (fig.14) montrent, avec des variations latérales rapides, la succession de cinq termes lithologiques distincts, avec de bas en haut :

- (1) - **0 à 20m.** - des alternances de bancs de dolomies bréchiques, à patine verdâtre, et de calcaires siliceux noirs se débitant en plaquettes. Ce niveau constitue sans doute le dernier terme des brèches dolomitiques supratriasiques (Lias supérieur - Dogger inférieur ?).
- (2) - **5 à 15m.** - des niveaux continus et des lentilles décamétriques de quartzites noirs à gris bleuté alternant avec des niveaux de calcaires siliceux sombres et des calcaires en plaquettes à patine orangée, comme par exemple sur l'arête de Roche Ferran (fig.19-C).
- (3) - **2 à 5m.** - des bancs de marbres massifs ou schistosités noires à "éléments figurés", parmi lesquels des faciès à grosses nérinées ont été reconnus. Ces bancs sont localement surmontés (socle de la Réchasse, Point 2893m., fig.19-D) par un niveau métrique de calcaire à polypiers branchus.
- (4) - **10 à 15m.** - un passage progressif de ce dernier niveau de calcaire sombre à des marbres gris clairs à blancs finement sableux. Ce faciès se termine (comme par exemple l'échine NE

en amont du Point 2893m. , socle de la Réchasse) par un horizon à lentilles siliceuses à grain très fin se diffusant aux épontes dans le calcaire massif. Cet horizon à zones grés-siliceuses est associé, surtout vers l'Ouest (Pointe du Dard), à des lentilles dolomitiques et gréseuses à patine orangée (F. ELLENBERGER, 1958, p.286) qui peuvent atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur (Aiguille de l'Arcelin).

(5) des calcaires gris clair lités ou massifs, à grain saccharoïde du faciès classique du Malm.

Principales variations :

Dans la partie nord-est de ce secteur (col de la Vanoise, voûtes du Clapier Blanc), les termes (1) à (3) sont absents. Les premiers niveaux ravinants le toit des quartzites triasiques sont ici les marbres massifs clairs attribués classiquement au Malm (J.F. RAOULT et al, 1984, coupe 2), faciès dans lesquels se développent de vastes lentilles de "quartzites reconstitués". Notons que, localement, la base du Malm est constituée de brèches à éléments de quartzites anguleux, quelques fois pluridécimétriques .

b-2) Milieux de dépôts et attributions

Les quartzites gris-bleu (niveau 2). Dans la plupart des coupes (fig.19-C), ces faciès sont intercalés dans une sédimentation calcaire plus ou moins riche en silice. L'examen en lames minces de ce faciès permet, malgré une forte recristallisation, de reconnaître la silhouette des anciens grains détritiques dont la limite est soulignée par une auréole pigmentée, donnant à la roche sa teinte générale. Le ciment bien que peu abondant est calcaire et la granulométrie homogène indique un dépôt relativement bien trié. L'environnement est donc celui d'un milieu marin qui se distingue de la sédimentation deltaïque (schistes noirs charbonneux, chenaux quartzo-conglomératiques) des quartzites d'âge anté-bathonien moyen décrits plus à l'Ouest (Roc de la Pêche, écaille des Prioux, E. JAILLARD, 1984). Ces quartzites bleus qui précède de peu les niveaux à "éléments figurés" sont donc vraisemblablement d'âge callovien.

Les calcaires à "éléments figurés" (niveau 3). Ces calcaires sombres, à restes d'organismes de calcite blanchâtre parmi lesquels nous avons reconnu quelques formes à gros gastéropodes (type nérinées), sont interprétés comme des dépôts de plate-forme externe légèrement confinée (E. JAILLARD, 1984, p.86). Vers le haut, l'apparition des polypiers branchus traduit une évolution vers un milieu plus ouvert, mais sans doute faiblement agité.

Ces faciès, déjà décrits dans de nombreuses coupes de Vanoise occidentale (F. ELLENBERGER, 1958 et E. JAILLARD, 1984) et de Vanoise septentrionale (B. BROUDOUX, 1985), auraient un âge callovien moyen à supérieur (E. JAILLARD, 1984, p.88).

Le niveau grés-siliceux à lentilles dolomitiques (niveau 4). Il s'agit d'un niveau constant sur l'ensemble du profil (fig.21a) qui peut se caractériser par le développement très important des lentilles dolomitiques à patine orangée ou brunâtre. Comme le montre la partie est du plateau de la Réchasse, où l'on observe une forte augmentation de la densité des zones grés-siliceuses, cet horizon semble tirer son origine d'apport de quartz détritiques provenant des zones où affleuraient les quartzites du Trias inférieur. De plus, on constate que ce niveau siliceux apparaît, comme dans la plupart des coupes du Jurassique de Vanoise, au sommet des calcaires à "éléments figurés". Au Roc du Bourget, cet horizon siliceux est directement surmonté par un banc à ammonites datées du Callovien supérieur (F. ELLENBERGER, 1958, p. 224 à 227).

Les calcaires massifs homogènes (niveau 5). Mis à part l'important détritisme siliceux visible dans ces faciès au Nord-Est du plateau de la Réchasse (J.F. RAOULT et al, 1984, coupe 2), les calcaires massifs gardent dans leur faciès les mêmes caractères que sur l'ensemble de la Vanoise. Par comparaison avec les régions voisines, on estime qu'ils prolongent la tendance transgressive de la série et pourraient constituer le premier terme pélagique, mais sans doute peu profond, de la série mésozoïque de Vanoise. Cet approfondissement s'intègre dans le processus d'effondrement général de la marge à cette époque (M. LEMOINE, 1984).

Ce niveau est classiquement attribué au Malm s.l. bien que sa base puisse être encore du Callovien supérieur (E. JAILLARD, 1984).

b-3) Conclusion

Il se dégage de l'analyse des différents termes de la série jurassique de ce secteur une succession de séquences transgressives comparable à celle définie dans la région de Briançon (P.C. de GRACIANSKY et D. MERCIER, 1976, M. BOURBON, 1980) et en Vanoise occidentale (E. JAILLARD, 1984, 1985b).

En effet, ces auteurs distinguent dans le "Dogger" briançonnais trois séquences sédimentaires superposées (quatre localement pour la série de Vanoise) que l'on peut résumer ainsi :

S-3 : séquence de plate-forme externe, avec un environnement encore restreint à sa base (calcaires à éléments figurés),

S-2 : séquence de plate-forme interne (Bathonien à mytilus),

S-1 : séquences deltaïques à détritisme quartzeux et/ou alumineux (quartzites noirs deltaïques),

S-0 : dépôts carbonatés continentaux autochtones (uniquement dans la série de Vanoise occidentale (?), E. JAILLARD, 1985b).

La figure 20 illustre les caractères sédimentologiques de chacune des séquences, l'âge proposé par les auteurs et les corrélations que nous proposons avec les termes lithologiques définis précédemment. Nous admettons, ici, que les calcaires à "éléments figurés" (niveau 3 des fig.19-D et E) précédant de peu le niveau repère à zones grés-siliceuses s'intègrent à la séquence 3 de plate-forme externe d'âge callovien. Le niveau de quartzites bleus qui s'intercale dans une sédimentation marine appartiendrait alors à la base de cette séquence 3 vraisemblablement d'âge callovien et ne nous semble pas équivalent aux quartzites noirs deltaïques d'âge anté-bathonien moyen.

Cependant, bien que ces deux niveaux ne soit pas directement corrélable, il ne me semble pas nécessaire d'invoquer une source d'alimentation lointaine pour le détritisme siliceux des niveaux deltaïques bathoniens. En effet, le repos direct du niveau bréchique, d'âge Lias supérieur-Dogger inférieur supposé, sur les quartzites triasiques atteste que ces derniers étaient déjà soumis à une érosion intense et susceptibles de fournir le détritisme siliceux du Bathonien. Néanmoins, la zone d'Acceglio, proposée comme autre zone d'apport possible, semble-t-elle plus compatible avec la géochimie des sédiments alumineux du Bathonien (B. GOFFE, 1982).

On doit donc admettre la possibilité d'une double alimentation pour le détritisme quartzeux et/ou alumineux d'âge bathonien de Vanoise occidentale, l'une locale, l'autre plus interne et issue d'un domaine de type Acceglio (zone Val d'Isère-Ambin?).

Briançonnais d'après P.C.de GRACIANSKY et D.MERCIER 1976 M.BOURBON 1980	VANOISE W. d'après F.ELLENBERGER 1958 E.JAILLARD 1984, 1985b	M^t PELVE - RECHASSE cette étude
Callovo-oxfordien à Tithonique Calcaires à zones siliceuses calcaires noduleux rouges, calcaires fins et brèches.	Terme F : Calcaires clairs massifs et homogènes. Oxfordien ? et Callovien supérieur ?	Niveau 5 : Calcaires massifs clairs et homogènes, patine grise.
Bathonien term. ? à Oxfordien inf. Calcaires massifs à oncolithes, pellets, bioclastes et entroques.	Terme E : Calcaires clairs massifs à éléments figurés. (oncolithes, échinides, gastéro- podes) Callovien et Bathonien sup. ?	Niveau 4 : Calcaires massifs à zones grêso-siliceuses, lentilles dolo- mitiques à patine jaune. Niveau 3 : Calcaires massifs ou lités à éléments figurés (gastéropodes puis polypiers).
Bathonien supérieur Calcaires en plaquettes, fétides et fossilifères.	Terme D : Calcaires lités noirs, fétides et fossilifères. Bathonien supérieur 0 à 25 m. Terme C : Plaquettes calcaréodolo- mitiques fossilifères. Bathonien moyen 0 à 5 m.	Niveau 2 : Alternance de quartzites gris-bleu et de calcaires lités siliceux noirs.
Bathonien inf. et moyen Calcaires noirs à ostracodes, dolo- mies, schistes charbonneux, conglo.	Terme B : Détritisme alumino-quart- .zeux, bauxites, grès et schistes Bathonien inf. ?	
	Terme A : Carbonates continentaux, conglomérats. 0 à 5 m.	Niveau 1 : Dolomies bréchiques, calcaires lités sombres et brèches dolomitiques.

Fig. 20: Essai de corrélations entre les séquences du Jurassique briançonnais et la série post-triasique du Mt Pelve.

c) Morphologie du paléorelief du Mont Pelve - socle de la Réchasse

Si l'on reconnaît à l'horizon grés-siliceux (sommet du niveau 4) une valeur de niveau repère, la transgression jurassique apparaît franchement diachrone et d'autant plus tardive que l'érosion anté-dogger est intense. Elle débute à l'Ouest (col du Tambour) vers le Bathonien inférieur (F. ELLENBERGER, 1958, p.286 et E. JAILLARD comm.pers.) et à l'Est (socle de la Réchasse) vers le Callovien moyen à supérieur suivant l'âge des calcaires à "éléments figurés".

Dans ce secteur, on voit donc se compléter vers l'Est l'organisation paléogéographique déduite des études effectuées dans les massifs de Vanoise occidentale (E. JAILLARD, 1985b) et de Vanoise septentrionale (B. BROUDOUX, 1985). Comme l'ensemble du domaine Briançonnais de Vanoise, à l'issue de l'émersion liasique, la série de Vanoise méridionale présentait au "Dogger" et au Malm une paléotopographie inclinée vers les zones externes (Ouest ou Nord-Ouest, E. JAILLARD, 1985b).

D'autre part, l'érosion du Trias qui augmente régulièrement d'Ouest en Est (fig.21a) atteint et dépasse sans doute le millier de mètres au sommet du paléorelief. Elle tronque des couches à pendage régulier, ce qui indique un dispositif en vastes compartiments faillés et basculés bien que ces accidents ne soient pas directement visibles sur le terrain. Cependant, on constate dans le détail que le toit des quartzites werféniens présentait à cette époque un relief vif et accidenté produisant de nombreux éléments détritiques anguleux, quelquefois pluridécimétriques (voûtes du Clapier Blanc). Ce relief accentué et ces brèches paraissent hérités du jeu de failles normales comme nous avons pu en observer à petite échelle (fig.21b) sur le versant nord-est du plateau de la Réchasse (alt. 2620m.), où elles sont moulées par les calcaires massifs du Malm.

d) Conclusion

L'étude lithostratigraphique des chaînons Briançonnais de Vanoise méridionale permet :

- (1) de reconstituer un paléorelief jurassique sur lequel l'érosion anté-dogger, particulièrement intense, augmente vers l'Est à la faveur de failles dont la géométrie n'a pu être déterminée, mais qui semblent normales et qui délimitent des blocs basculés vers l'Ouest ou le Sud-Ouest (plans de failles à regard Est, fig.21a).

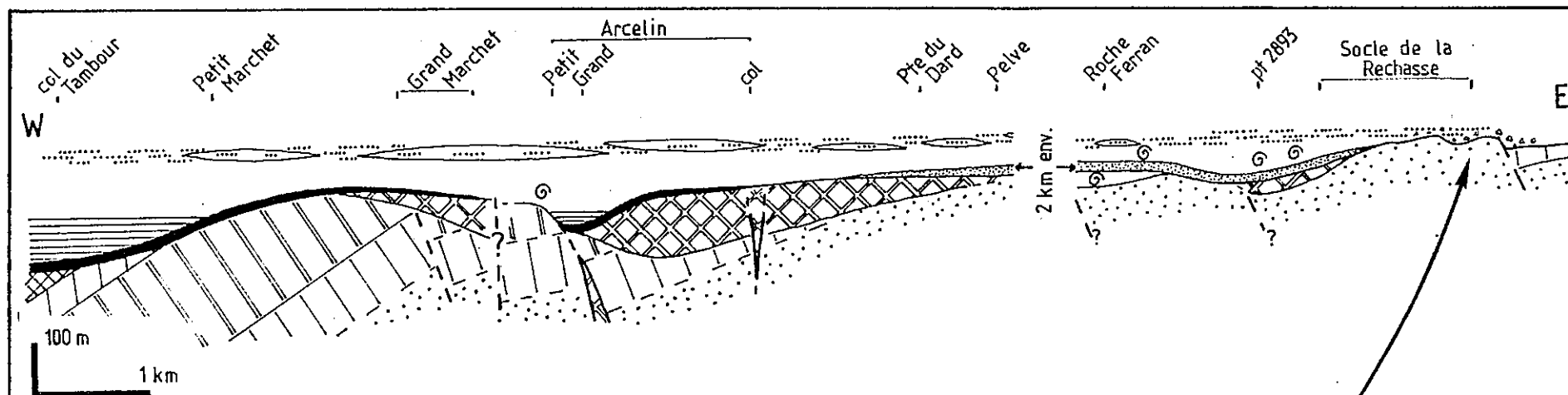
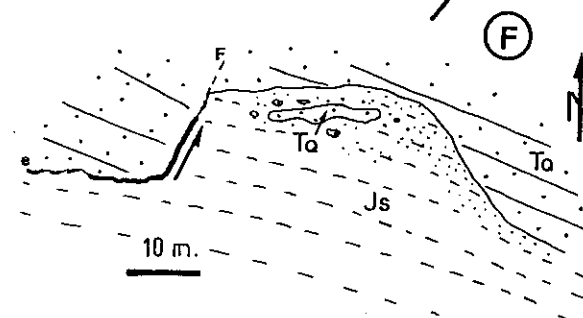


Fig. 21A : Reconstitution de la paléotopographie du
Mt Pelve-plateau de la Réchasse, in E. JAILLARD
et al (1986).

- △4... Brèches, microbrèches
- a, éléments figurés
 b, quartzites bleus
 c, niveaux grés-siliceux et lentilles dolomitiques
- Bathonien à Mytilus
- Brèches argilo-dolomitiques (Lias sup., Dogger?)
- Brèches noires (Carnien?, Rhétien?)
- Ladinien supérieur
- Ladinien
- Anisien
- Quartzites (Scythien)



Tq : quartzites blancs (Scythien), Js : calcaires massifs du Malm, localement siliceux, e : enduit d'hématite noir et strié. F : N22-E88, Strie (pitch) N44° senestre, Stratification quartzites N135-SW32.

Fig. 21B : Carte du contact Js/quartzites triasiques, partie nord du plateau de la Réchasse. Localisation voir fig.14 point F

- (2) de distinguer deux niveaux de brèches supratriasiques. Le premier (col du Tambour) constitué essentiellement de brèches à calcaires noirs daterait du Carnien (J. MEGARD-GALLI et A. BAUD, 1977) ou du Rhétien (F. ELLENBERGER, 1958). Le second (Grand Marchet, Arcelin, Mont Pelve), fait de brèches dolomitiques plus ou moins argileuses, serait postérieur à la tectonique liasique et daterait du Lias supérieur - Dogger inférieur (?).
- (3) de proposer un âge callovien à plus récent pour les termes jurassiques reposant en transgression sur les quartzites du Trias (partie orientale du secteur Mont Pelve-plateau de la Réchasse) et de montrer ainsi que la transgression est d'autant plus tardive que le niveau d'érosion anté-dogger est fort.

B - III : Les séries briançonnaises de la vallée de l'Arc (fig.22)

Les séries briançonnaises de la vallée de l'Arc forment un ensemble d'affleurements discontinus dans lequel on distingue deux types de séries.

Les premières (forts de l'Esseillon) exclusivement triasiques reposent en série normale sur les termes permien et permio-triasiques du socle par l'intermédiaire des quartzites du Trias inférieur.

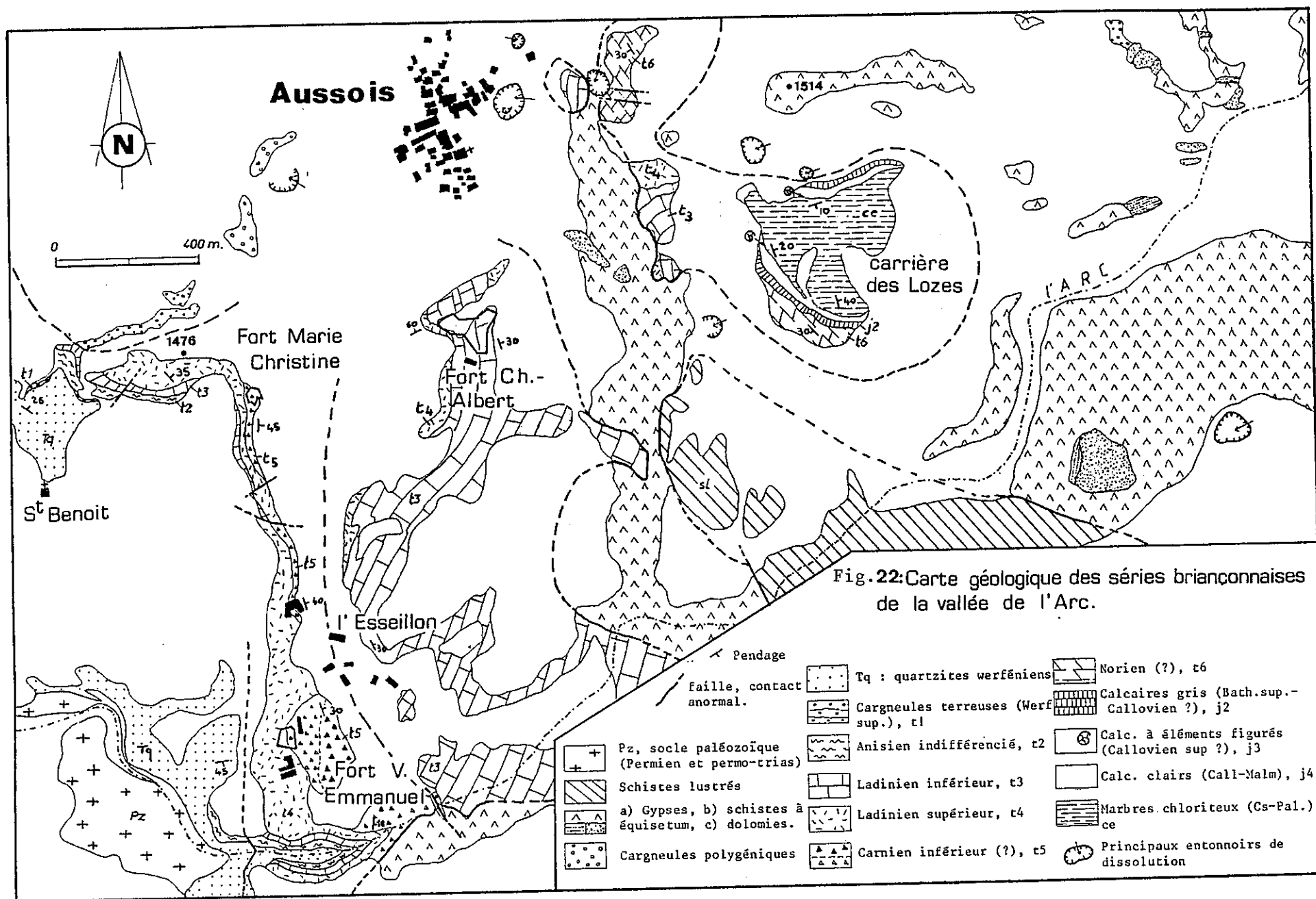
Les deuxièmes (Roc du Bourget, carrière des Lozes à Aussois), tronquées à leur base, présentent des termes essentiellement post-triasiques.

Dans le cadre structural de la région, elles constituent les séries briançonnaises les plus orientales de la Vanoise et sont directement surmontées par la nappe des Schistes lustrés ou par sa puissante semelle évaporitique (nappe des gypses). Leur étude permet de les distinguer des séries briançonnaises externes du type Vanoise occidentale et de proposer une origine paléogéographique proche de celle de l'unité de la Grande Motte.

a) La série triasique des forts de l'Esseillon

F. ELLENBERGER (1958) n'avait pas fourni de coupes de détail de la série des forts de l'Esseillon, mais grâce à la découverte d'articles de crinoïdes (*Encrinus liliiformis*), il attribuait au Ladinien les dolomies grises qui forment la majeure partie de la barre des "calcaires de l'Esseillon" (F. ELLENBERGER, 1958, p.193). Au dessus, une formation bréchique faite de dolomies et de calcaires noirs a été attribuée au Rhétien (F. ELLENBERGER, 1958, p.257). Cependant, une coupe de détail (levée banc par banc, fig.25 et annexe 1) montre que cette dernière repose en concordance sur les dolomies grises du Ladinien supérieur et correspond à la description que donnent A. BAUD et J. MEGARD-GALLI (1975) de la base du cycle IV d'âge probablement carnien basal.

En ce qui concerne le Trias, l'étude que j'ai effectuée s'est limitée à la reconnaissance sur le terrain des cycles et des séquences les plus caractéristiques déjà mis en évidence par les études antérieures (F. ELLENBERGER, 1958, A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975 et 1977, E. JAILLARD, 1984 et B. BROUDOUX, 1985). La description que j'en ferai utilisera la nomenclature proposée par A. BAUD et J. MEGARD-GALLI (1975, 1977) en rappelant l'interprétation qu'en font ces auteurs.



a-1) Le cycle I (Anisien p.p.)

Cette formation calcaire est dans ce secteur difficilement analysable. Elle a, en effet, subi une recristallisation beaucoup plus intense que les termes dolomitiques qui la surmontent. Elle est, de plus, recouverte par une végétation dense et ne présente que des affleurements médiocres.

Elle est constituée (fig. 23a et 24) sur 70 à 100 mètres d'épaisseur d'une succession de marbres gris ou blancs très riches en grandes plages de micas blancs et de dolomies jaunes ou blanches. La base de cet ensemble (S1 de A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975), en contact sur les quartzites werfénien, est caractérisée par un niveau discontinu (5 à 10m) de cargneules terreuses, de schistes bruns gréseux et de dolomies jaunâtres attribuées classiquement au Werfénien supérieur (F. ELLENBERGER, 1958). Au dessus on peut reconnaître, très localement préservé, un niveau de calcaires gris sombres montrant de nombreux terriers en U fortement étirés que l'on peut attribuer au faciès caractéristique des "calcaires vermiculés".

Bien que tous les niveaux repères et les différentes séquences sédimentologiques de cette formation n'aient pas été reconnus, elle semble correspondre pour l'essentiel au cycle I de l'Anisien (p.p.) interprété comme l'épisode d'installation de la plate-forme carbonatée briançonnaise dans une ambiance lagunaire confinée avec de fréquentes incursions marines (A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975).

a-2) Le cycle II (Anisien supérieur ? - Ladinien inférieur)

Il est subdivisé en deux mégaséquences de lithologies contrastées (S-6 et S-7) et correspond à la formation de Champcella du domaine briançonnais. Une coupe complète de cette formation peut être observée à l'aplomb ouest du fort Marie-Christine.

(1) La séquence 6 ("calcaires rubanés")

Il s'agit, sur 100 à 150 mètres environ, d'une alternance monotone de bancs (1 à 5m) de calcaires gris à fins accidents dolomitiques et de dolomies massives blanches à grains fins. La succession régulière, à toutes les échelles, de ces termes blancs et gris lui ont valu le nom de "calcaires rubanés". Je n'ai pas retrouvé aux forts de l'Esseillon le niveau de "dolomies noires" qui clôturait cette séquence dans la région de Briançon (A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975) et qui existe au moins localement dans certains chaînons de Vanoise occidentale (E. JAILLARD, 1984).

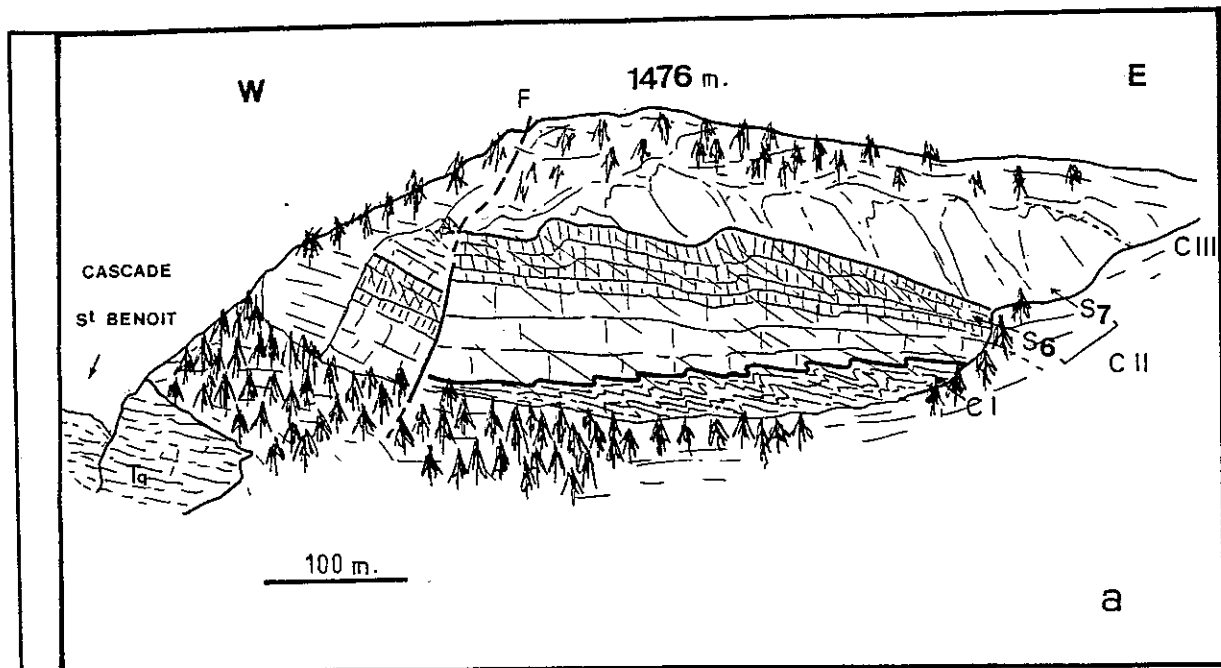
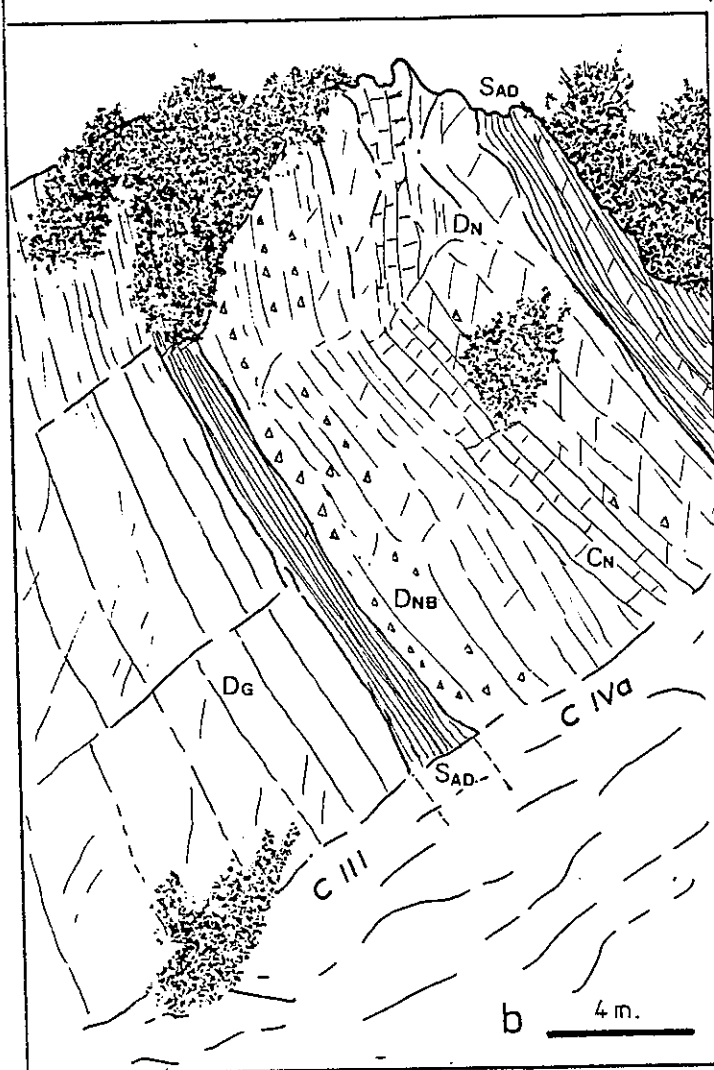


Fig. 23 : Aspects de la série triasique de l'Esseillon
à l'affleurement.



a : Trias moyen, falaise à l'Ouest du fort Marie-Christine.

Tq, quartzites werfénien; C I, cycle I (Anisien p.p.); C II, cycle II (Ladinien inf.); S6, calcaires rubanés; S7, dolomies blanches; C III, cycle III (Ladinien sup.) dolomies grises.

b : Série post-ladinienne (Carnien inf. ?), échine sud du fort Marie-Christine.

C III: cycle III (Ladinien sup.); DG, dolomies grises.

C IVa: cycle IVa (?) (Carnien inf.)
Sad, schistes argilo-dolomitiques;
Dnb, dolomies noires bréchiques;
Cn, calcaires noirs;
Dn, dolomies noires.

Cet ensemble est interprété (A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975) comme une succession de séquences régressives (pluri-)métriques de dépôts intertidaux légèrement sursalés.

(2) La Séquence 7 ("Dolomies blanches")

Cette séquence régressive de 20 à 30 mètres va clôturer le cycle II. Le faciès est celui d'une dolomie très claire, bien stratifiée et caractérisée par de fréquentes laminations algaires. Au sommet, de fines pustules jaunâtres (pseudomorphoses de cristaux d'anhydrite) indiquent une évolution diagénétique hypersaline et sans doute une induration précoce, comme l'attestent des figures de bréchification moulées par les dolomies de la séquence suivante.

Les "dolomies blanches" sont interprétées (A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975) comme la partie régressive du cycle II déposée en milieu souvent émergé où s'installaient de très vastes tapis algaires.

a-3) Le cycle III (Ladinien supérieur)

Ce cycle, épais de 30 à 40 mètres, est constitué de deux mégaséquences S-8 et S-9 (J. MEGARD-GALLI et A. BAUD, 1977) que je n'ai pas pu distinguer ici avec précision.

Il est constitué de dolomie massive en bancs décimétriques à semi-métriques, de teinte grise, finement sableuse (doloarénite). A la base, un niveau (5 à 6m) de calcaires gris à gros rognons de silex décimétriques à structures concentriques, forme une vire caractéristique dans la barre dolomitique qui soutient le fort Marie-Christine. Ce niveau à silex est l'un des niveaux repères le plus constant, des Préalpes à la Ligurie (A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975), qui souligne la base transgressive du cycle III.

Au sommet de ce cycle, les dolomies deviennent plus claires et se caractérisent par de fines laminations algaires ainsi que par leur richesse en petites cavités remplies de calcite blanche ("Bird-eyes" ?). Ce niveau semble correspondre à la partie régressive (S-9) inter à supratidale du cycle III (A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975) et montre qu'une succession complète, d'âge Trias moyen, est conservée sous les niveaux de brèches dolomitiques noires.

a-4) Le cycle IV (Carnien p.p.)

Au-dessus du terme précédent apparaît en parfaite concordance une formation de brèches dolomitiques et calcaires noirs. Les différentes coupes levées (soubassements des forts Charles-Félix et Victor-Emmanuel) présentant peu de variations, la succession sera illustrée par celle du fort Marie-Christine (fig.23b, 25 et annexe 1).

(1) Repères lithologiques - Il convient de distinguer deux faciès lithologiques superposés dans ces brèches à calcaires noirs.

- A la base (15m), un niveau repère de schistes dolomitiques (60cm) à patine jaune ou brunâtre souligne le contact avec les dolomies grises du Ladinien supérieur (C III). Directement au-dessus apparaissent des bancs de brèches intraformationnelles faits de dolomies noires à laminations algaires, bird-eyes, pseudomorphoses de cristaux d'anhydrite et fins niveaux sableux (doloarénites), en alternance avec des bancs décimétriques de calcaires noirs le plus souvent recristallisés.

- Au sommet (au moins 20m), un niveau de schistes dolomitiques et de dolomies litées (160 à 250 cm) marque de nouveau le passage à des brèches beaucoup plus grossières et hétérogènes. Les éléments dolomitiques (5 à 30cm, quelquefois plus) provenant des formations sous-jacentes (essentiellement C III) sont noyés dans un ciment calcaire.

(2) Interprétation - Si le premier niveau montre l'existence d'une certaine instabilité affectant des dolomies en cours d'induration se déposant dans un milieu sursalé (pseudomorphoses d'anhydrite), inter à supratidal (bird-eyes) et à fréquentes intercalations de détritique fin (schistes dolomitiques) (A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975), le deuxième niveau traduit la création, à proximité de ce secteur, de reliefs actifs susceptibles de fournir une masse importante de brèches d'origine variée.

(3) Attribution chronostratigraphique - En dépit des restes paléontologiques découverts par F. ELLENBERGER (1958, p.257) (petite espèce de lamellibranches attribuée avec plus ou moins de certitude à *Palaeocardita* sp., mais présentant un aspect très semblable à *Myophoria goldfussi*), il me semble impossible de retenir un âge rhétien, puisque cela imposerait l'érosion ou le non-dépôt de la totalité du Carnien et du Norien maintenant bien connus dans le domaine briançonnais (J. MEGARD-GALLI et A. BAUD, 1977). En effet, si elles traduisent un événement tectonique remarquable de l'histoire sédimentaire de ce secteur, ces brèches poursuivent néanmoins, sans discordance ni érosion, la sédimentation du Trias moyen. De plus, elles correspondent aux

Fig. 24 : Colonne synthétique
du Trias de l'Esseillon.

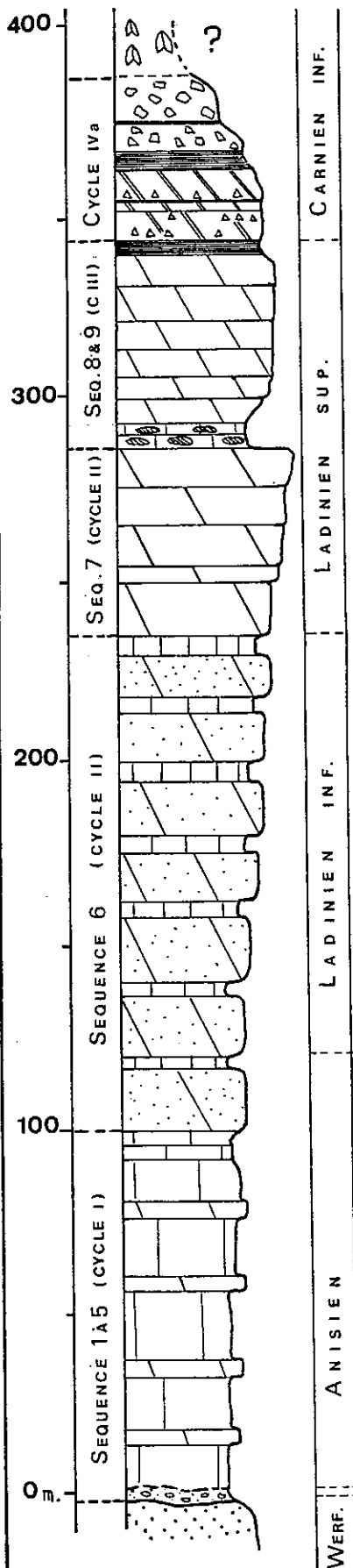
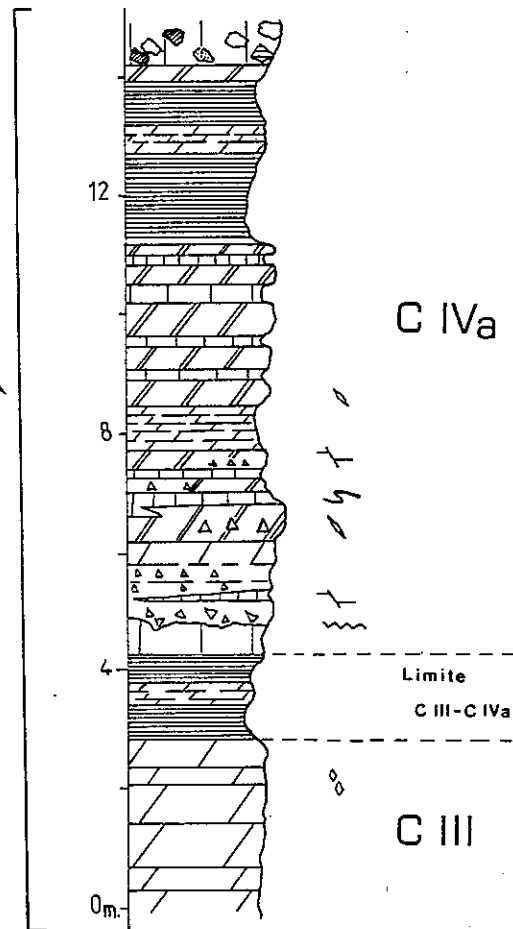


Fig. 25 : Coupe du fort Marie
Christine (Carnien p.p.).



- Légende commune -

LITHOFACIES

- Dolomie à cassure grise ou blanche
- Dolomie massive noire
- Dolomie litée noire
- Calcaire noir recristallisé
- Calcaire massif
- Schiste argilo-dolomitique jaune ou roux
- Calcaires à silex gris
- Brèches à gros éléments dolo. anguleux
- Brèches à gros éléments dolo. arrondis
- Brèches dolomitiques fines
- Cargneules, schistes et grès
- Quartzites massifs
- Gypses
- Joint schisteux important

FIGURES SEDIMENTAIRES

- Petites cavités remplies de calcite (bird-eyes)
- Manifestations synsédimentaires
- Pseudomorphes de cristaux d'anhydrite
- Glissements
- Ravinements

descriptions faites par A. BAUD et J. MEGARD-GALLI (1975,1977) pour la base du cycle IV (C IVa) d'âge carnien inférieur probable, auquel j'attribue ce niveau.

On remarquera, pour terminer que l'absence systématique de termes postcarniens au sommet de ces coupes pourrait s'expliquer par l'existence d'un plan de décollement préférentiel (niveau de décollement) qui serait constitué par un ou plusieurs niveaux de gypses intercalés dans les sédiments carnien (J. MEGARD-GALLI, 1972a, A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975, E. JAILLARD, 1984). Cela amène donc à reconsidérer, dans ce secteur, le caractère systématiquement allochtone des terrains attribués à la nappe des gypses.

a-5) Conclusion

La succession relevée dans les coupes des Forts de l'Esseillon se caractérise par :

- (1) le repos en série normale et en continuité sur les schistes permien d'une série triasique complète du Werfénien au Carnien inférieur. Compte tenu des contrastes de ductilité entre les différentes formations, les contacts ont manifestement subi des mouvements. Néanmoins, rien ici n'oblige à considérer la série briançonnaise comme allochtone sur le socle de Vanoise méridionale. Je supposerai donc son caractère autochtone ou parautochtone,
- (2) l'épaisseur relativement faible de cette série (300 à 400 m au total) en comparaison des séries identiques de Vanoise occidentale (où elle atteint 600m, Roc de la Pêche, E. JAILLARD, 1984).

b) Les séries exclusivement post-ladinien du Bourget et des Lozes (fig.26 et 27)

Elles constituent sur le terrain étudié deux écailles tectoniques emballées dans la nappe des gypses.

- la première (Roc du Bourget) a déjà fait l'objet de plusieurs études (F. ELLENBERGER, 1958, J. MEGARD-GALLI et A. BAUD, 1977) dont on rappellera succinctement les principaux résultats.
- la deuxième (carrière des Lozes à Aussois) présente une succession identique à la précédente et apparait comme le complément exact de la série triasique des forts de l'Esseillon.

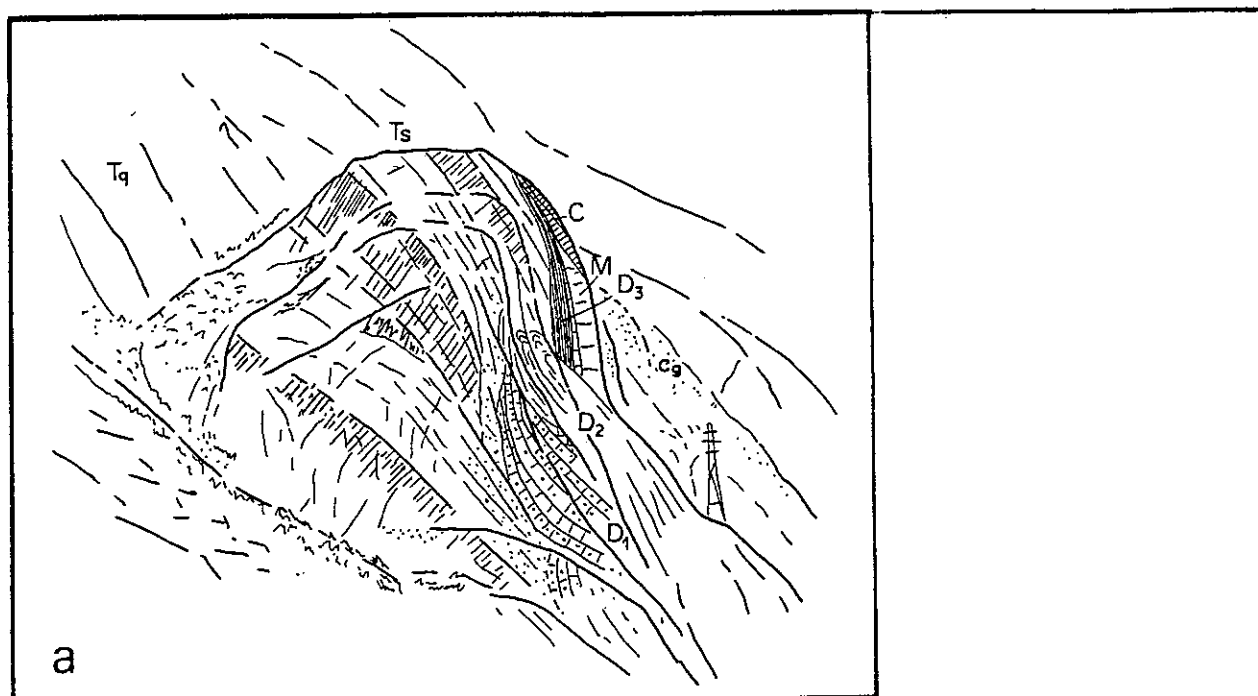
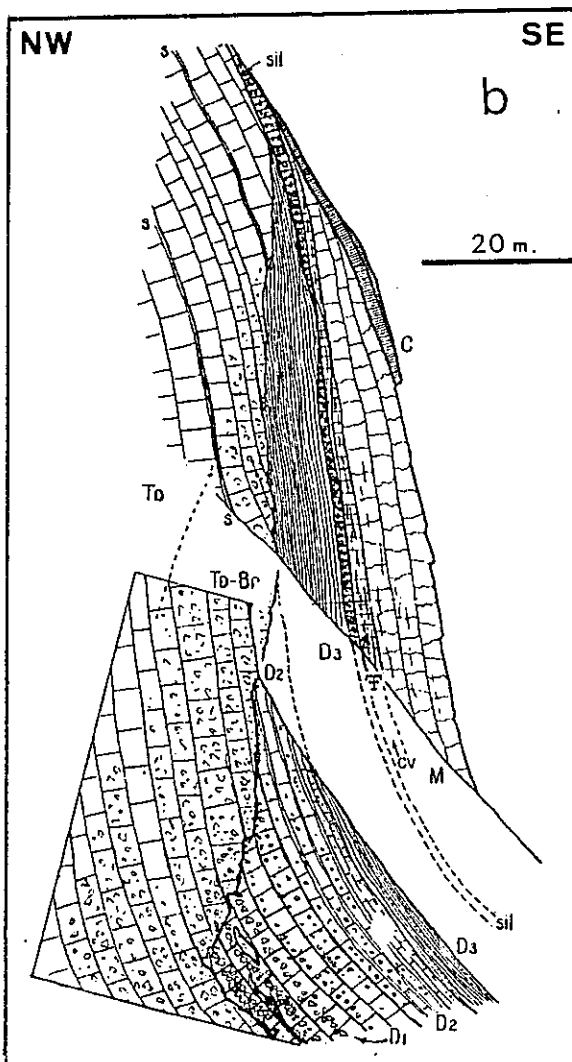


Fig. 26: Le Roc du Bourget

a : Croquis du Roc du Bourget, depuis la rive gauche de l'Arc (vu du S.W.).
D'après F. ELLENBERGER (1958).

b : Coupes de détail de la série; D1, calcaires brèchiques à éléments dolomitiques; D2, calcaires gris; D3; calcschiste; Sil, banc à rognons de silex et nodules dolomitiques; cv, banc à Ammonites calloviennes; S, lits de schistes dans le Trias; M, Malm; C, Crétacé sup.-Paléocène. In F. ELLENBERGER (1958).



b-1) Caractère sédimentologique et âge du Trias

Au Roc du Bourget, F. ELLENBERGER (1958, p.181 et 224) puis J. MEGARD-GALLI et A. BAUD (1977) ont attribué les dolomies claires localement bréchiques, par lesquelles débute la série, au Trias supérieur (Norien probable).

Les affleurements de la carrière des Lozes (fig.22) confirment cette attribution.

On observe là, une dolomie massive à grain très fin (dolomicrite), blanche en cassure et jaune en patine. Des indices de diagénèse précoce (polygones et fentes de dessiccation, fig.27a, brèches intraformationnelles et fracturation synsédimentaire) moulés par des passées centimétriques à décimétriques d'argile et de sable siliceux indiquent un milieu périodiquement émergé (intertidal à supratidal). Cette alternance régulière de bancs métriques de dolomies et de niveaux schisteux vert ou roux évoque en tout point le faciès "Hauptdolomit" d'âge norien du domaine briançonnais et piémontais externe (J. MEGARD-GALLI, 1972 et 1974).

b-2) Age de la transgression jurassique

Comme au Roc du Bourget, le Jurassique moyen de la carrière des Lozes repose en forte discordance angulaire (jusqu'à 60°) sur le Trias supérieur profondément accidenté. Au-dessus des dolomies du Trias viennent successivement :

- (1) **10 à 20m** - Les premiers termes transgressifs faits de calcaires gris à brèches dolomitiques (Roc du Bourget) et/ou riches en phyllites et niveaux détritiques siliceux (carrière des Lozes).
- (2) **6 à 10m** - Des calcaires en plaquettes schisteuses (Roc du Bourget) ou massifs à entroques (carrière des Lozes).
- (3) **4m** - Un banc de calcaire sombre à silex gris puis des calcaires gris à ammonites datées du Callovien supérieur (Roc du Bourget, F. ELLENBERGER, 1958, p.226) ou non déterminables (carrière des Lozes).
- (4) **0 à 10m** - Des marbres massifs clairs du Malm (F. ELLENBERGER, 1958)

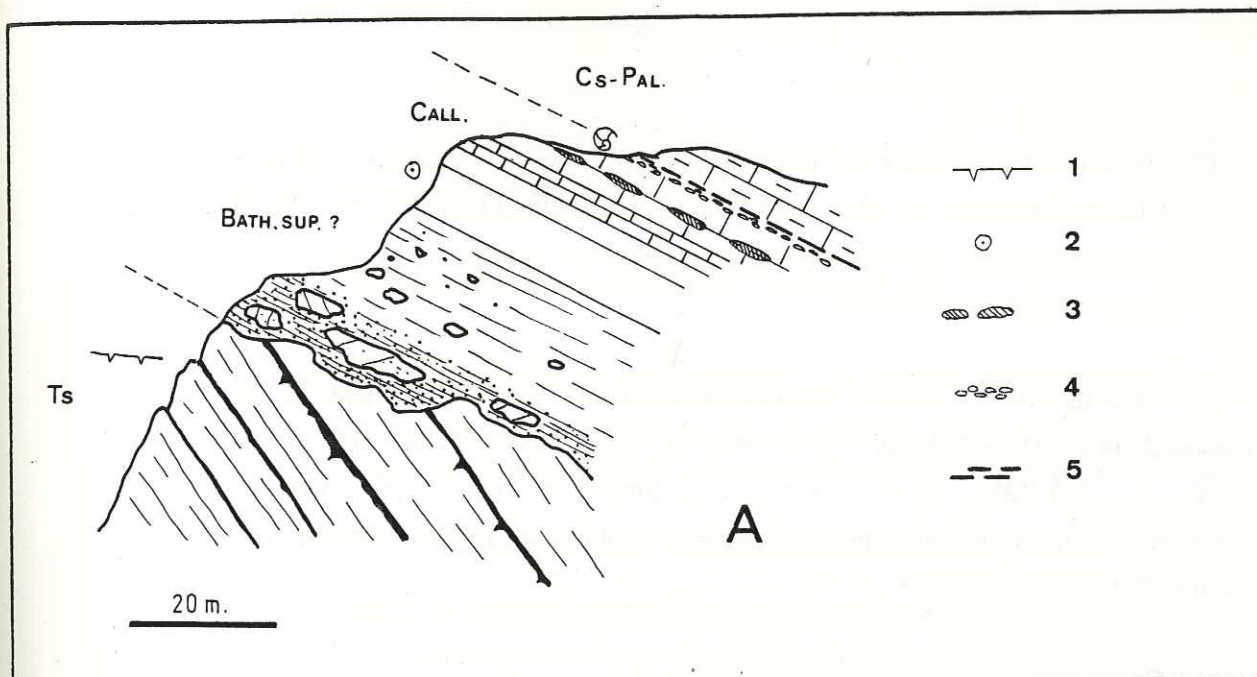


Fig. 27 : La série post-ladinienne de la carrière des Lozes à Aussois.

A : Coupe synthétique de la série, falaise ouest.

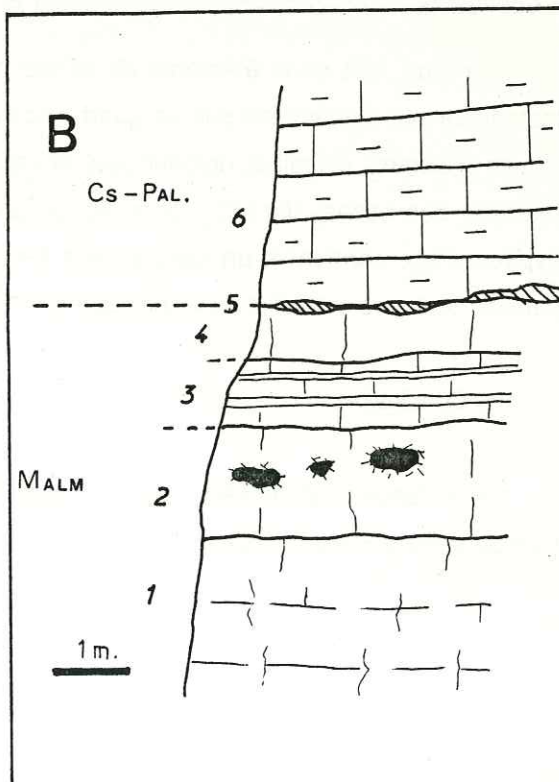
Ts, Trias supérieur (Norien); Bath. Sup?, calcaires gris à lits siliceux et phylliteux, à éléments dolomitiques; Call., Calcaires à zones siliceuses et niveau à ammonites; Cs-Pal., marbres chloriteux.

figures sédimentaires et organismes : 1, fentes et polygones de dessiccation; 2, articles de crinoïdes; 3, niveau siliceux; 4, bancs noduleux à ammonites 5, horizon silicifié.

B : Détail du contact Malm-Crétacé sup. Paléocène, front de taille de la carrière.

- 1 : marbres blancs massifs
- 2 : idem à nodules siliceux rouges et amphiboles bleues (restes d'ammonites?)
- 3 : calcaires finement lités rouge et vert
- 4 : idem 1
- 5 : niveau silicifié centimétrique
- 6 : marbres chloriteux à patine verte ou rousse.

Remarque : les marbres chloriteux sont cartographiquement discordants sur le Malm, dans la partie nord de la carrière ils peuvent reposer directement sur le Callovien sup. (niveau à ammonites).



- (5) Discordant sur le Malm, par l'intermédiaire d'un niveau condensé rougeâtre (Sud de la carrière des Lozes) ou d'un niveau silicifié centimétrique (Roc du Bourget, fig.26a), les marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène), puis quelques mètres de schistes de Pralognan (Eocène moyen?).

Les faciès du "Dogger" dont les premiers termes (niveau 1) sont à dominante calcaire évoquent les faciès de la séquence 2 (fig.20 et § B-II, b-3) de P.C. de GRACIANSKY et D. MERCIER (1976) et de E. JAILLARD (1984). En effet, l'absence des termes continentaux (S-0) ou deltaïques (S-1) laisse supposer un âge bathonien moyen à callovien pour la transgression jurassique de ce secteur (E. JAILLARD, com. pers.).

b-3) Conclusion

Les écaïlles montrent ainsi une série allant du Trias supérieur (Norien) à l'Eocène. Si l'absence du Lias permet de rapprocher cette série de celle de Vanoise occidentale (ex : Signal du Mone, F. ELLENBERGER, 1958), elle s'en distingue par :

- (1) l'existence du Trias supérieur et le décollement à la base de ce niveau, ce qui s'accorde avec l'existence d'un niveau de gypses d'âge carnien (E. JAILLARD, 1984, p.38),
- (2) une transgression jurassique relativement tardive, post-Bathonien moyen (?).

De plus, ces deux éléments de séries post-ladiniennes reposent actuellement en contact tectonique soit directement sur les quartzites triasiques du Rateau d'Aussois (Roc du Bourget) soit sur un ensemble d'écaïlles dolomitiques et calcaires du Trias moyen par l'intermédiaire de gypses (carrière des Lozes) (fig.22). Toutefois, si l'on admet l'existence dans la série briançonnaise de gypses d'âge carnien et un décollement à ce niveau, on constate que ces écaïlles complètent parfaitement vers le haut la série triasique des forts de l'Esseillon.

c) Conclusion

Ainsi l'analyse de la série briançonnaise de la vallée de l'Arc amène à distinguer un nouveau type de série qui se caractérise :

- (1) par son faible niveau d'érosion d'âge anté-bathonien, puisqu'elle conserve des termes montant jusque dans le Trias supérieur,
- (2) par une discordance angulaire anté-bathonienne localement forte,
- (3) par un âge relativement tardif de la transgression jurassique, probablement Dogger supérieur (Bathonien moyen à Callovien ?), dont les premiers termes se caractérisent par une forte abondance de quartz détritique qui les distingue nettement de ceux de Vanoise occidentale,
- (4) par une succession stratigraphique complète du Trias inférieur (Scythien) jusqu'au Trias supérieur (Norien) reposant en série normale et continue sur les termes paléozoïques, ce qui suggère un contact autochtone ou paraautochtone sur le socle de Vanoise méridionale.

Par comparaison avec les autres séries mésozoïques de Vanoise, je rapprocherai cette série de la Vallée de l'Arc de celle de type Val d'Isère au sens de R. MARION (1984) et de l'unité de la Grande Motte qui, elles aussi, se caractérisent par des termes noriens préservés (ex : série du Plan-des-Nettes) et par une transgression jurassique relativement tardive (F. ELLENBERGER, 1958). On constate, en effet, que les séries du Plan-des-Nettes et de la Vallée de l'Arc forment des unités chevauchées par la nappe de la Grande Motte, suggérant pour les premières une situation paléogéographique intermédiaire entre les séries briançonnaises occidentales et les séries de type Grande Motte. Elles devaient, semble-t-il, constituer la bordure externe de la dépression liasique correspondante.

B - IV : Conclusion générale sur les séries briançonnaises de Vanoise méridionale

L'étude de la couverture briançonnaise de Vanoise méridionale conduit à distinguer deux types de séries qui s'opposent par leur degré d'érosion anté-bathonienne. Vers le Nord-Est, des éléments de la série briançonnaise présentent la même opposition, indiquant qu'il ne s'agit pas de particularités locales dans la paléogéographie jurassique de Vanoise et que cette dernière s'organise en zones longitudinales d'orientation SW-NE.

Le premier type (*front nord de Vanoise méridionale*), se caractérise par un niveau d'érosion important qui atteint les quartzites du Trias inférieur⁽¹⁾, attestant d'une surrection proche de mille mètres (si l'on tient compte de l'existence du Carnien et du Norien dans la séquence carbonatée du Trias). Ce type de série constitue, avec les chaînons de l'Epéna et du Mont Bochor au NE (B. BROUDOUX, 1985), la frange est des séries briançonnaises externes de Vanoise occidentale.

Le second type (*série de la Vallée de l'Arc*), s'oppose au précédent par une très faible érosion, puisque le Trias supérieur est conservé. Avec les séries de type Val d'Isère s.s. (R. MARION, 1984) et plus particulièrement la série du Plan-des-Nettes (F. ELLENBERGER, 1958), elles semblent pouvoir représenter la bordure externe de la dépression liasique de la Grande Motte.

(1) Sur le terrain étudié rien ne permet de supposer, toutefois, que l'érosion anté-bathonienne ait atteint le socle et donc érodé la totalité des quartzites triasiques, comme on le propose plus à l'Est (secteur de Pierre Brune, E. DEVILLE, 1986b). On constate d'ailleurs qu'à la différence des brèches jurassiques à éléments dolomitiques, les affleurements de brèches à éléments de quartzites sont exceptionnels (coupe de la Clittaz, R. MARION, 1984) et ne concernent qu'un volume assez restreint de matériel détritique.

C - LA SERIE DE L'UNITE (OU NAPPE) DE LA GRANDE MOTTE

Définie par F. ELLENBERGER (1955, 1958), la série de la Grande Motte doit son originalité à l'existence d'un puissant Lias calcaire à zones siliceuses comparable au Lias des unités piémontaises externes (unités prépiémontaises de F. ELLENBERGER et M. LEMOINE, 1955). Cependant, cette formation liasique est intercalée dans une série à caractère typiquement briançonnais. Aussi lui a-t-on attribué une origine paléogéographique, tantôt intermédiaire entre les domaines briançonnais et piémontais (F. ELLENBERGER, 1958 et in BARBIER et al., 1963), tantôt piémontaise externe (G. ELTER, 1972), ou plus récemment, intra-briançonnaise (J.M. CARON et M. GAY, 1977, J. DEBELMAS et CL. KERCKHOVE, 1980, E. DEVILLE, 1986a, B. ALLENBACH et J.M. CARON, 1986, E. JAILLARD, H. DONDEY et J. DEBELMAS, 1986). Les observations réalisées dans cette étude apportent de nouveaux arguments en faveur de cette dernière hypothèse.

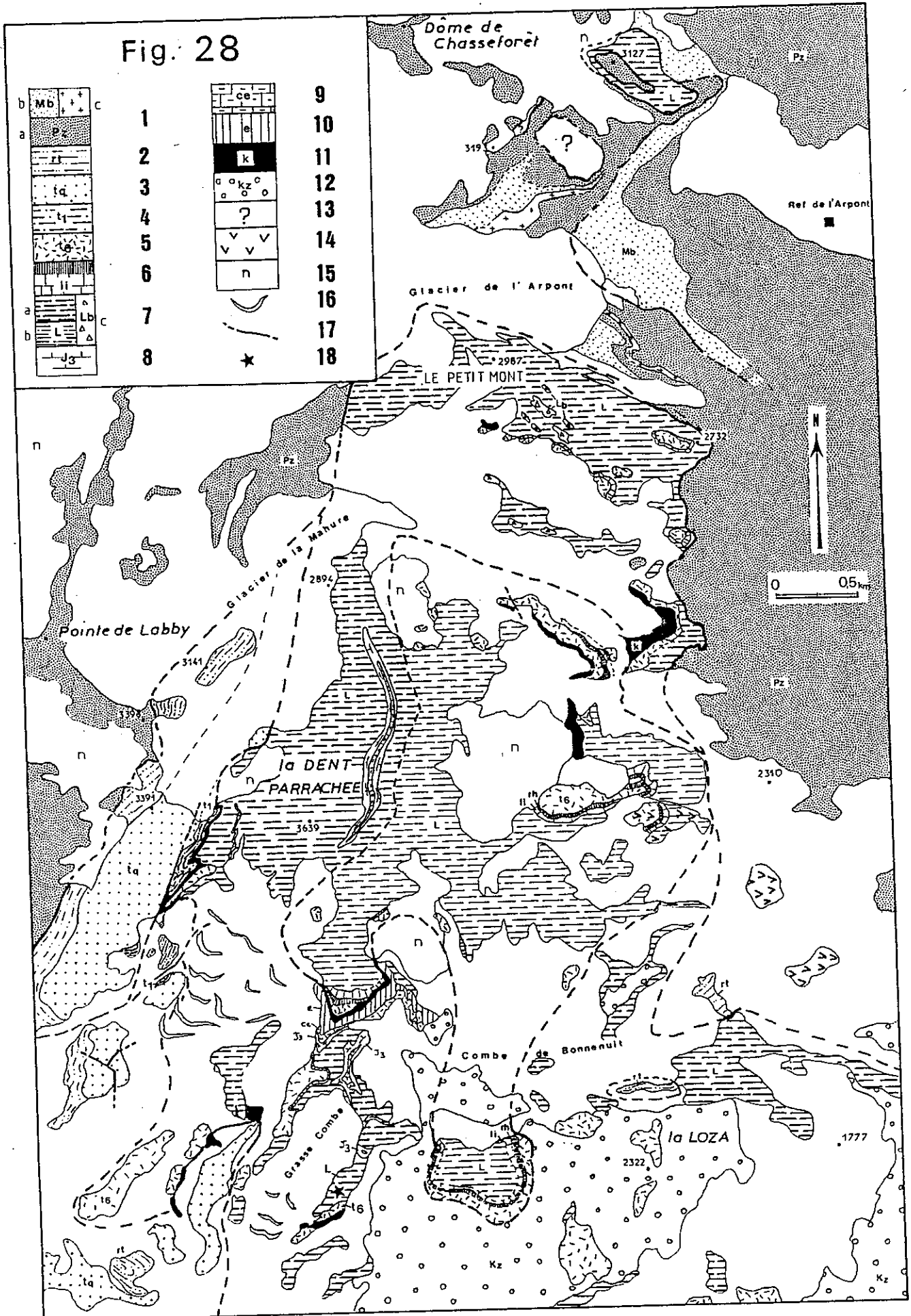
L'unité de la Grande Motte constitue sur le terrain étudié (fig.28) l'ensemble du massif de la Dent Parrachée dans lequel les études structurales déjà entreprises (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b) ont mis en évidence deux unités superposées :

- (1) l'unité de la Dent Parrachée - Petit Mont (4a de la fig.13)
- (2) l'unité de Belle Place (4b de la fig.13, "unité de la Pointe de Pas Rosset" de J.P. PLATT)

L'analyse lithostratigraphique et la cartographie de la base de la formation "liasique" (Rhétien - Hettangien) a permis :

- (1) de reconnaître les principales séquences élémentaires définies près de Briançon dans le Rhétien - Hettangien de l'unité piémontaise externe de Rochebrune (Th. DUMONT, 1983, 1984),
- (2) de caractériser chacune des deux unités superposées (unité Dent Parrachée-Petit Mont et unité de Belle Place),
- (3) de reconnaître, par comparaison avec la série de la Grande Motte proprement dite (F. ELLENBERGER, 1958 et E. DEVILLE, 1986b et com. pers.), celle du lac de La Glière (B. BROUDOUX, 1985) et de la région du Plan du Lac (Nord de Termignon, B. LANDES, com. pers.) l'importance des mouvements synsédimentaires liasiques accompagnant le rifting de la marge européenne de la Téthys ligure (M. LEMOINE, 1984).

Fig. 28



C - I : Lithostratigraphie

a) Le Trias dolomitique (Norien)

La base de la série de la Grande Motte est constituée par une semelle dolomitique, datée du Norien en plusieurs points de la Vanoise par des formes à Worthenia sp. (F. ELLENBERGER, 1958, p.195). Comme dans les autres unités à Norien préservé, cette formation est systématiquement décollée, sans doute au niveau des couches évaporitiques du Carnien (?) ou à la base du Norien (?). Elle repose actuellement sur le socle ou sur d'autres éléments de couverture Briançonnaise de Vanoise méridionale toujours par l'intermédiaire de cargneules.

a-1) Lithologie

Cette formation est faite, sur les 100 à 150 mètres actuellement visibles, d'une succession de dolomies blanches ou légèrement jaunâtres, à grain très fin (dolomicrite) se présentant en gros bancs (métriques à plurimétriques) bien stratifiés, séparés par des lits de schistes argileux (environ 10 cm) gris, verts ou violacés.

Au sommet, on observe dans certaines coupes (col Demi-Lune) quelques bancs de dolomies jaunâtres souvent schistosées, mêlées à des lits de schistes verdâtres beaucoup plus épais (jusqu'à 50 cm). C'est le faciès à "Cérithes" de F. ELLENBERGER (1958) qui a fourni quelques formes attribuables à Procerithium (F. ELLENBERGER, 1958, p.259). Localement (vallon de Sardière) une coupe discontinue montre, à la base des dolomies massives, un horizon bréchique (50 m) de dolomies grises sableuses (doloarénite) à patine claire dans lequel s'intercalent deux à trois niveaux de calcaire saccharoïde blanc. De nombreux indices de glissements (slumps) et de bréchification in situ (ciment jaune) évoquent les niveaux supérieurs du Carnien (brèche grise de Clot-la-Cime, J. MEGARD-GALLI, 1972b), mais ils peuvent aussi correspondre au terme N3 du Norien, tel qu'il a été décrit à la Crête des Granges (Briançonnais oriental, J. MEGARD-GALLI, 1972b) (?).

Fig. 28 : Carte géologique des unités de la série de la Grande Motte, dans le massif de la Dent Parrachée.

Légende : 1, socle paléozoïque; (a) micaschistes de l'Arpont, (b) métabasites, (c) métagranite de l'Arpont; 2, Permien et Permo-Trias; 3, quartzites massifs du Trias inf.; 4, t1, Trias calcaire (Anisien); 5, t6, dolomies noriennes; 6, schistes noirs (Rhétien) et calcaires dolomitiques (Lias inf., Hettangien?); 7, calcschistes siliceux (Lias de la Grande Motte), (a) unité de la Dent Parrachée-Petit Mont, (b) U. de Belle Place, (c) brèches dolomitiques; 8, calcaires massifs du Malm ($\pm$ Callovien); 9, marbres chloriteux (Crétacé sup.-Paléocène); 10, schistes noirs éocènes; 11, cargneules monogéniques; 12, cargneules polygéniques (Quaternaire?); 13, écaille d'attribution incertaine (Trias calcaire probablement); 14, paquets glissés; 15, névés permanents, glaciers; 16, moraines récentes; 17, failles, contacts anormaux; 18, point de récolte de l'ammonite (Sinémurien sup.).

a-2) Interprétation (d'après A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975)

Ces dolomies fines régulièrement stratifiées traduisent, après la crise carnienne, le rétablissement dans le domaine Briançonnais d'une sédimentation carbonatée régulière, sur une plate-forme périodiquement émergée et fortement subsidente.

b) La formation rhético-hettangienne

Elle correspond au "Lias inférieur" de F. ELLENBERGER (1958) qui comprenait aussi le Rhétien. Les travaux de cet auteur sur la série de la Grande Motte avaient dégagé les principaux caractères de cette formation, à savoir :

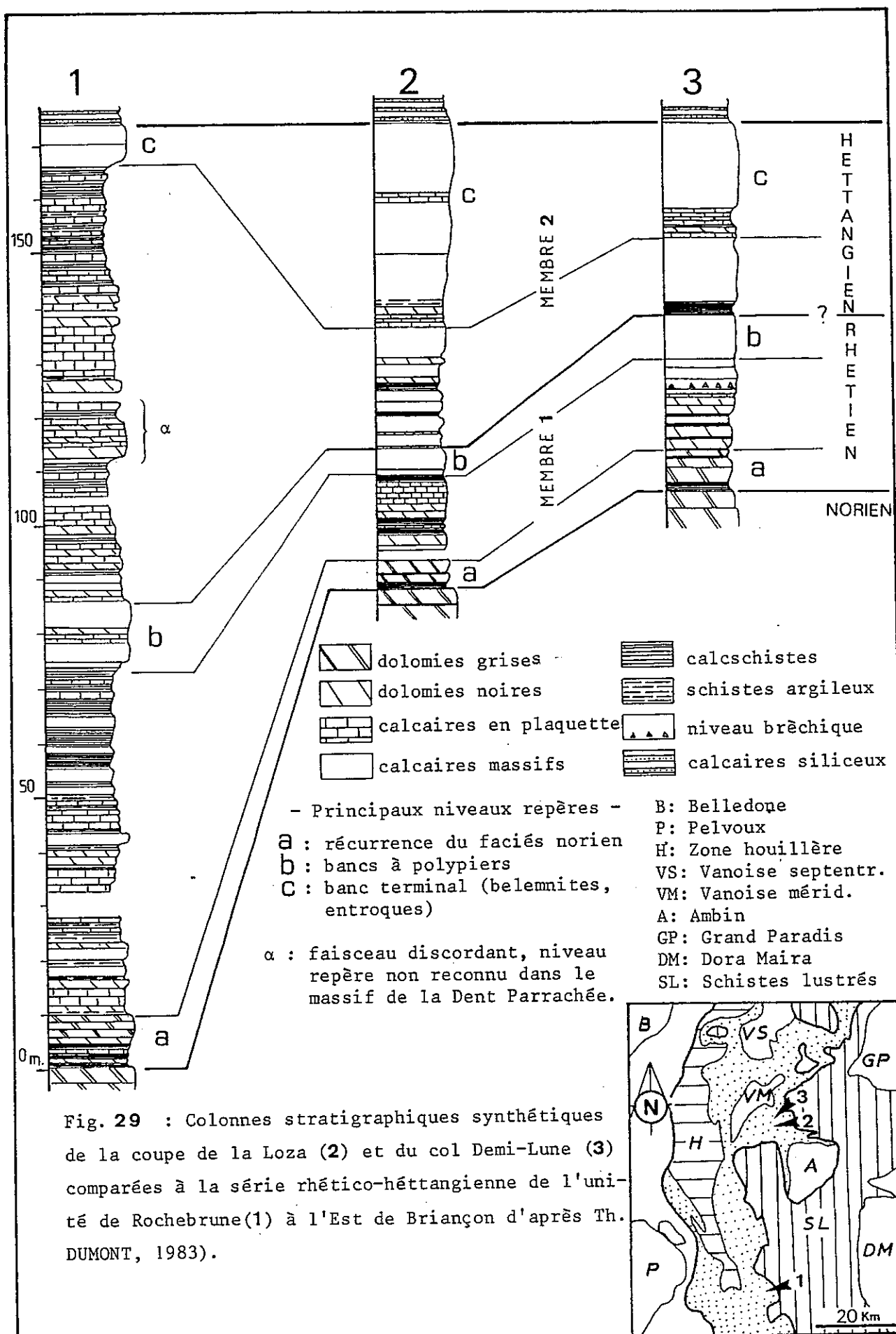
- (1) une grande variété des faciès lithologiques successifs,
- (2) une relative continuité des niveaux d'une coupe à l'autre,
- (3) un milieu de dépôt néritique caractérisé par la présence de nombreux fossiles, le plus souvent "fossiles de faciès".

Des travaux récents (Th. DUMONT, 1983, B. BROUDOUX, 1985) ont montré que cette formation était comparable au Rhétien - Hettangien de l'unité de Rochebrune (fig.29) dans laquelle une étude sédimentologique fine (Th. DUMONT, 1983, 1984) a mis en évidence une succession de séquences transgressives et l'importance de la tectonique synsédimentaire hettangienne.

Le massif de la Dent Parrachée présente un grand nombre de coupes de cette formation parmi lesquelles les coupes de la Loza (Mont des Polypiers) et du Col Demi-Lune, déjà décrites par F. ELLENBERGER (1958), font l'objet, dans ce travail, d'une étude plus détaillée.

b-1) Lithologie et subdivision

Entre les dolomies claires du Norien et les calcaires à zones siliceuses du Lias de la Dent Parrachée, la série rhético - hettangienne présente sur 70 à 80 mètres au maximum (coupe de la Loza) une succession lithologique à niveaux très variés, faite de dolomies noires ou brunes à patine olivâtre, de calcaires dolomitiques, de calcaires massifs noirs lumachelliques et/ou oolitiques et de fréquentes intercalations de schistes noirs à patine ocre ou grise.



En raison de la recristallisation importante des calcaires, les figures sédimentaires et les microfaciès sont généralement beaucoup mieux conservés dans les dolomies ou les calcaires dolomitiques qui ont pour origine soit des boues dolomitiques (dolomicrite), soit des calcaires dolomitisés de façon précoce.

Dans son ensemble, la formation rhético - hettangienne se subdivise en deux membres d'épaisseur inégale (fig.29) :

- le premier (20 à 30 m), essentiellement schisto-dolomitique, montre le passage progressif de la sédimentation sub-émersive du Norien à des dépôts marins plus francs couronnés par l'installation d'un récif (calcaire à polypiers) mais faiblement agité (F. ELLENBERGER, 1958).
- le deuxième (50 m), principalement calcaire, avec de fréquentes intercalations de dolomies, s'organise en séquences métriques de comblement, de plus en plus marines vers le haut.

b-2) Principaux niveaux repères et attribution (d'après Th. DUMONT 1983)

Il s'agit de bancs (ou faisceaux de bancs) caractéristiques dont les travaux de Th. DUMONT (1983, 1984) ont montré qu'ils dépassent largement le cadre régional de l'unité de Rochebrune. Je me suis efforcé de les retrouver dans le massif de la Dent Parrachée et de vérifier qu'ils permettaient un bon repérage vertical dans la formation rhético - hettangienne.

(1) Niveaux repères du membre schisto-dolomitique (Rhétien p.p.)

(*) La récurrence de dolomies à patine grise, à "faciès norien"

Elle se retrouve dans les coupes de la Loza et du Col Demi-Lune où elle surmonte 3 à 4 m de schistes sombres calcaires et/ou dolomitiques et de schistes argileux dans lesquels s'intercale un banc de dolomie noire marquant la base du faciès rhétien. Dans le reste de l'unité de la Grande Motte, ce niveau existe dans la coupe du Coëtet (B. LANDES, com. pers.), mais, comme l'avait déjà signalé Th. DUMONT (1983), n'apparaît pas dans la coupe de la Petite Balme (Sud de Tignes).

Ce niveau traduit le retour éphémère aux conditions de la sédimentation intertidale du sommet du Norien (Th. DUMONT, 1983).

(*) Le faisceau à polypiers

Déjà reconnu en Vanoise par F. ELLENBERGER (1958), il n'est cependant pas aussi différencié que celui de l'unité de Rochebrune. Il s'agit plutôt d'un banc massif d'épaisseur variable (1m à la Loza, jusqu'à 5 m au Sud du col Demi-Lune), sans intercalation de niveau dolomitique.

Les polypiers (fig.31) y sont conservés en position de vie sous la forme de touffes de tubes calcitiques blancs (infracentimétriques en section) noyés dans une matrice calcaire noire. L'état de conservation et la finesse des tubes, dont la plupart dépassent 10 cm de long impliquent un milieu de dépôt faiblement agité, à l'abri de l'action des vagues (F. ELLENBERGER, 1958, Th. DUMONT, 1983).

Ce niveau repère couronne une succession en tout point comparable à celle décrite dans l'unité de Rochebrune avec ouverture progressive du milieu de dépôt (membre 1, fig.29). *A la base*, les séquences élémentaires se caractérisent par des dolomies ou des calcaires dolomitiques micritiques à petits gastéropodes, radioles d'échinodermes et algues (Characées) traduisant des dépôts de plate-forme interne confinée avec arrivées bioclastiques provenant de domaines plus agités, comme l'attestent quelques fragments de lamellibranches oolitiques disséminés dans cette ancienne boue dolomitique sombre (fig.30). *Au sommet*, les dolomies deviennent rares et sont remplacées par des calcaires noduleux ou massifs à grosses lumachelles et niveaux oolitiques attestant d'incursions marines franches.

Malgré l'absence en Vanoise de fossiles caractéristiques comme Avicula contorta, F. ELLENBERGER (1958) a bien établi l'âge rhétien de ce membre grâce à des faunes à térébratules. En ce qui concerne la limite Rhétien - Hettangien, celle-ci a été fixée (Th. DUMONT, 1983) au sommet du faisceau à polypiers.

(2) Niveaux repères du membre calcaréo-dolomitique (Hettangien p.p.)

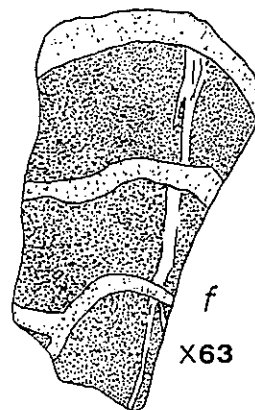
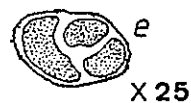
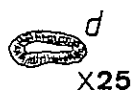
(*) Le faisceau discordant

L'un des niveaux repères de ce membre est le "faisceau discordant" qui cache un épisode d'activité synsédimentaire dans l'unité de Rochebrune (Th. DUMONT, 1983). Je n'ai pas pu reconnaître avec précision ce niveau dans les coupes de la Dent Parrachée qui se présentent en concordance jusqu'aux calcaires à zones siliceuses du Lias.

Fig. 30 : Microfaciès et organismes des bancs calcaréo-dolomitiques du Rhétien.

Lames Lo7a et Lo7b.

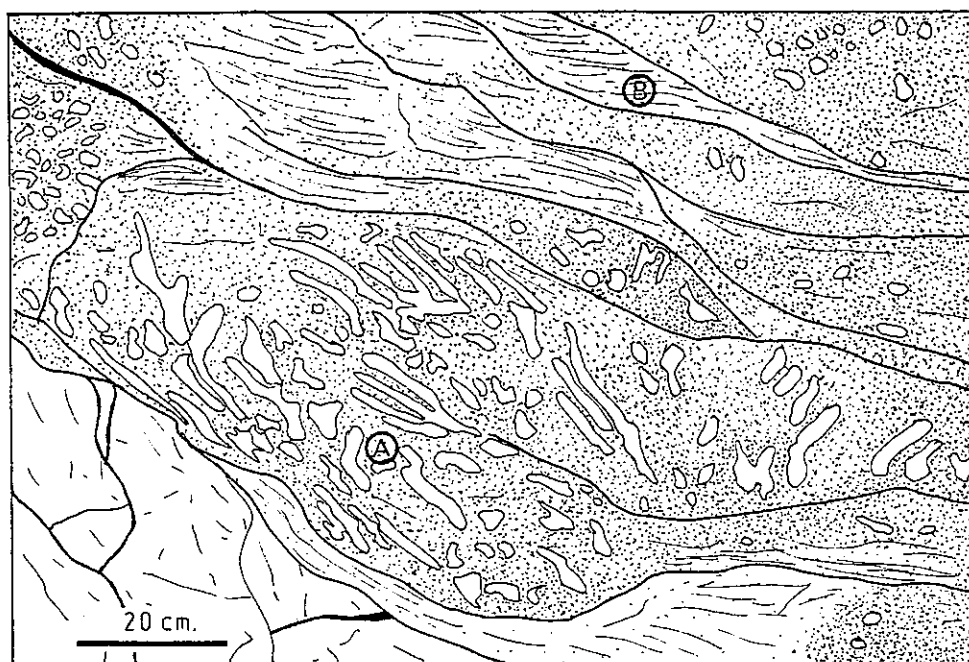
- a : article d'échinoderme
- b : algue characée
- c : brachiopode
- d : oolite à nucléus allongé (énergie modérée)
- e : gastéropode à bordures légèrement micritisé (faune autochtone ?)
- f : gros bioclaste manifestement remanié



Interprétation : milieu de dépôt d'arrière récif, confiné (characée) et faiblement agité (quelques oolites).

Fig. 31 : Faciès des calcaires à polypiers dendroïdes du Rhétien, bloc éboulé sur la moraine du vallon de la Fournache (SW de la Dent Parrachée).

A : calcaires noirs à polypiers branchus, B : membranes schisto-dolomitiques à patine orange.



(*) Le banc terminal

C'est le niveau le plus constant dans les différentes coupes et il constitue, à la base des calcaires à zones siliceuses, une barre (10 m environ) de calcaires massifs, localement noduleux, à patine grise. A la Loza, plusieurs bancs se chargent de lentilles siliceuses rousses où, malgré la recristallisation, on distingue un granoclassement. Ce faciès présente, le plus souvent en éboulis, des restes de pentacrines (M. GIGNOUX, 1924) et de belemnites (F. ELLENBERGER, 1958) que l'on peut reconnaître en section dans la coupe du col Demi-Lune. Ce niveau clôture une succession franchement marine où quelques bancs dolomitiques (à la base) marquent les fins de séquence de comblement (Th. DUMONT, 1984).

Si dans le massif de la Dent Parrachée le banc terminal paraît exempt de traces d'activité tectonique synsédimentaire, il n'en est pas de même dans le reste de l'unité de la Grande Motte. En effet, dans les contreforts nord et nord-est de la Grande Motte (E. DEVILLE, com. pers. et obs. pers.) et dans la vallée du Laisonnay (E. JAILLARD et al., 1986), le banc terminal apparaît localement en discordance et enregistre sous la forme d'olistolites, brèches et microbrèches à matériel rhétien, hettangien ou norien, les effets d'une tectonique distensive majeure.

F. ELLENBERGER avait attribué avec quelques incertitudes le banc terminal au Sinémurien. Cependant, la découverte en éboulis d'un Arietites d'âge lotharingien supérieur (probablement un grand Paltechioceras, dét. R. MOUTERDE), provenant vraisemblablement de la base des calcaires à zones siliceuses, au sommet de Grasse Combe (Sud de la Dent Parrachée, fig.28) fixe l'apparition de ce faciès siliceux avant le Sinémurien supérieur. L'âge du banc terminal de la formation sous-jacente serait alors hettangien supérieur à lotharingien inférieur, ce qui s'accorde avec les datations paléontologiques du sommet du banc terminal dans les unités piémontaises externes (Th. DUMONT, 1983).

c) La formation des calcaires à zones siliceuses du Lias

C'est le Lias à faciès "prépiémontais" de F. ELLENBERGER (1958). Il constitue une formation épaisse, sans doute de plusieurs centaines de mètres pour autant que l'on puisse en juger à travers les multiples redoublements dus à la tectonique alpine.

c-1) Principaux faciès et subdivisions lithologiques

Au sein de cet ensemble assez monotone de calcaires à patine grise ou brune, on peut néanmoins distinguer deux faciès (F. ELLENBERGER, 1958) :

(1) Les calcaires à zones siliceuses

C'est le faciès le plus classique dans lequel la silice apparaît en proportion assez variable. Quand elle est peu abondante (<20%), elle est diffuse dans la matrice carbonatée de teinte grise. En horizons infracentimétriques, elle se groupe en traînées aux limites floues se diluant aux épontes. En bandes centimétriques (jusqu'à 50% de quartz), elle alterne beaucoup plus régulièrement avec les niveaux calcaires au sein desquel le quartz apparaît en relief par érosion différentielle.

La silice serait selon F. ELLENBERGER (1958, p.277) d'origine colloïdale avec épigénie de grains de dolomies. Il n'exclut pas cependant la possibilité d'apport détritique. B. BROUDOUX (1985) opte, quant à lui, pour une origine exclusivement détritique. Pour ma part, je n'ai jamais observé, ni à l'affleurement, ni en lames minces, d'indices permettant de trancher entre ces deux hypothèses.

(2) Le faciès calcschisteux

Il se distingue du précédent par un délit schisteux ou en plaquettes grises, ternes ou noires, quelquefois "charbonneuses". Il reste cependant, pour l'essentiel, de nature calcaire avec une faible proportion de quartz et de phyllites localement en enduit sur la schistosité.

(3) Subdivision lithologique

Dans le détail, toute tentative de subdivision stratigraphique dans cette formation a échoué. Cependant, l'aspect des falaises liasiques de la Dent Parrachée et de la Grande Casse montre que, sous les calcaires massifs clairs du Malm, prédomine dans le Lias un faciès massif où les bancs épais de calcaires à zones siliceuses (décamétriques à pluridécamétriques) alternent avec des niveaux calcschisteux minces (métriques). A la base de la formation, le faciès calcschisteux prédomine et donne à cette partie une teinte noire caractéristique, comme par exemple dans les escarpements qui joignent la Grande Casse à la Grande Motte (fig.32).

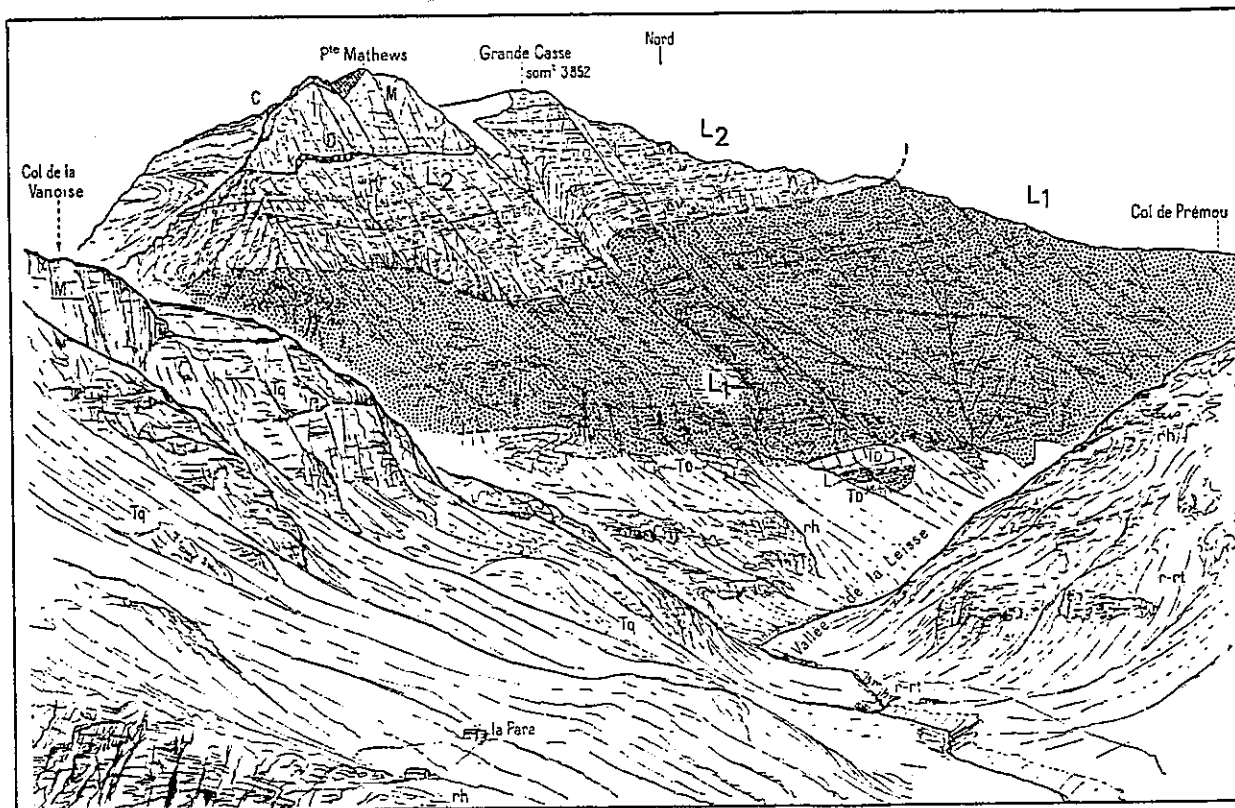


Fig.32 : La face sud de la Grande Casse et de la pointe Mathews, vue du refuge du Plan du Lac, d'après F. ELLENBERGER (1958, p.440). Mise en évidence de la subdivision lithologique du Lias de la Grande Motte.

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 s.l.; M, Malm; C, Crétacé supérieur-Paléocène.

Dans son ensemble, la formation liasique de la Grande Motte semble donc se subdiviser en un "membre noir" fissile, à la base, et un "membre gris" massif, au sommet. Mais, en raison du caractère progressif des variations, il est le plus souvent impossible de séparer l'un ou l'autre des deux "membres" sur un affleurement isolé.

c-2) Le détritisme dolomitique du Lias de la Grande Motte (fig. 33)

La répartition des brèches dolomitiques du Lias dans les différentes écailles qui composent le massif de la Dent Parrachée (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b), montre de l'extérieur vers l'intérieur le passage de brèches de pied d'escarpement à des dépôts dépourvus de détritisme dolomitique.

Dans l'écaille inférieure (unité de la Dent Parrachée - Petit Mont) on observe, toujours après l'apparition des premiers faciès du Lias à zones siliceuses, un fort développement des brèches dolomitiques qui constituent de grandes lentilles à éléments (décimétriques ou pluridécimétriques) de Rhétien - Hettangien ou de Norien. Elles peuvent localement remanier des bancs entiers comme les calcaires à polypiers (secteur du Petit Mont, fig.33) de la formation rhético-hettangienne.

Cette écaille, la plus externe (NW ?), devait donc se situer à proximité d'escarpements probablement hérités de la tectonique fini-hettangienne. De telles zones d'apports sont également connues dans les contreforts nord et nord-est de la Grande Motte (E. DEVILLE, com. pers. et obs. pers.) et dans la vallée du Laisonnay (B. BROUDOUX, 1985, E. JAILLARD et al., 1986) où le banc terminal hettangien puis le Lias à zones siliceuses remanient la série sous-jacente jusqu'au Norien, quelquefois en blocs pluri-décamétriques. La pérennité du détritisme dolomitique du Lias inférieur jusque dans le Lias moyen (à supérieur ?, calcaires à zones siliceuses) laisse supposer l'existence de reliefs importants ou régulièrement réactivés au cours de cette période.

Dans l'écaille supérieure (la plus interne, SE ?, unité de Belle Place), le détritisme dolomitique se manifeste localement par des microbrèches, toujours au sein du Lias à zones siliceuses. Elles sont par exemple présentes au col Demi-Lune, mais absentes dans la coupe de la Loza.

Cette unité avait donc probablement une position distale par rapport aux reliefs responsables du détritisme et représenterait l'unité paléogéographiquement la plus interne sur la transversale de Vanoise méridionale proprement dite.

c-3) Milieu de dépôts

L'existence de faunes à bélemnites et ammonites, l'absence de faciès néritique et la régularité de la sédimentation avait poussé F. ELLENBERGER (1958) à admettre le caractère hémipélagique ("bathyal") de ces dépôts. N'ayant aucune donnée nouvelle à apporter, je m'en tiendrai à cette interprétation.

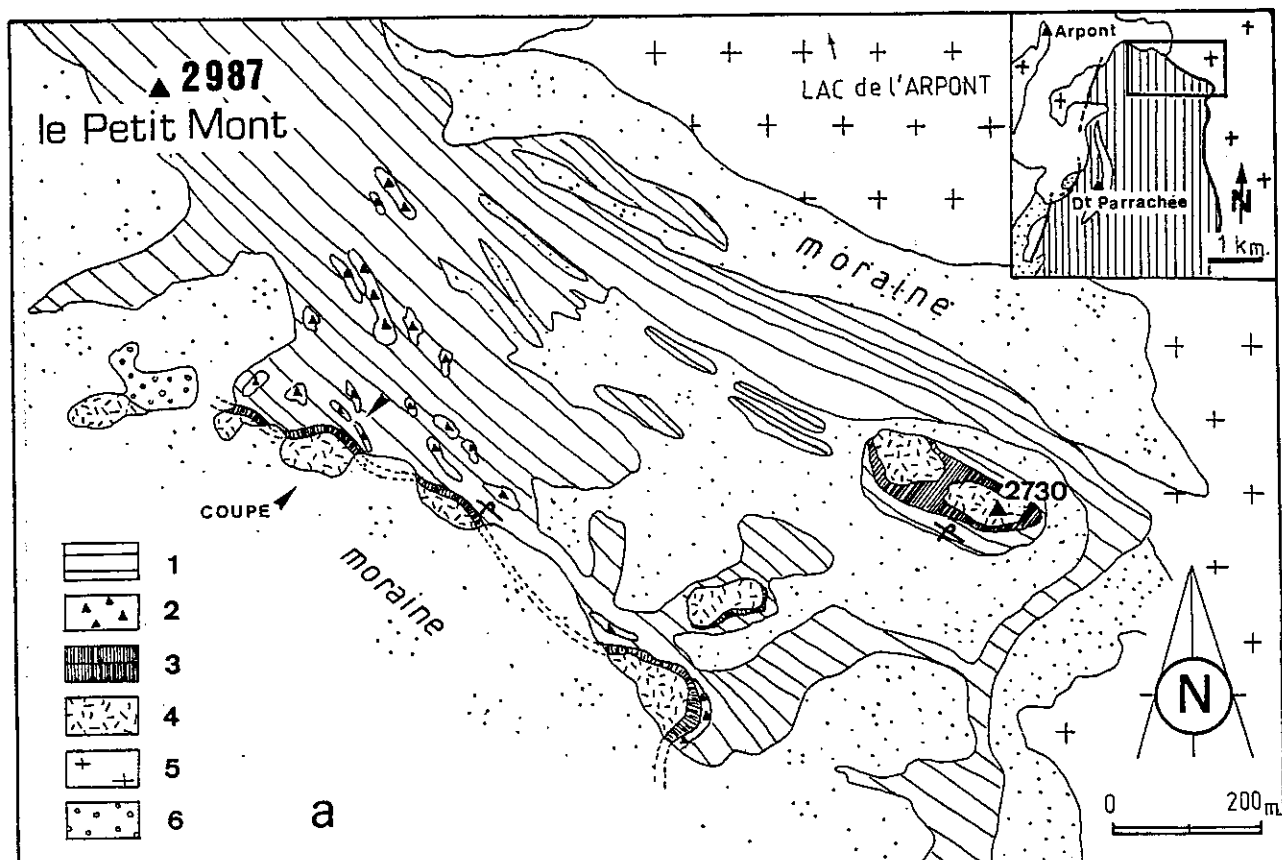
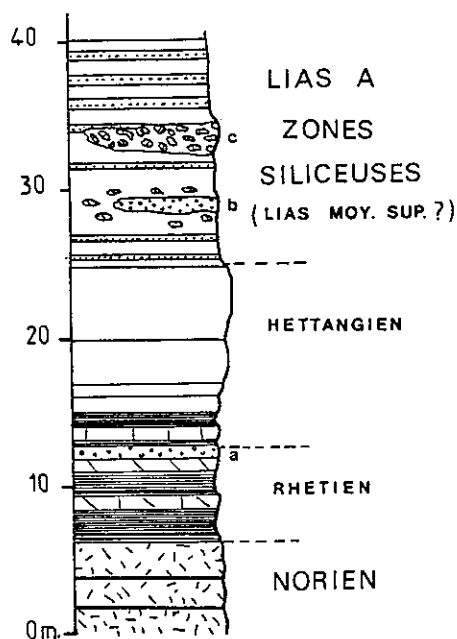


Fig. 33 : Position des lentilles de brèches dolomitiques du Lias dans l'unité Petit Mont-Dent Parrachée.



b

a : Carte des affleurements du Lias du secteur du Petit Mont (Nord de la Dent Parrachée).

Légende : 1, calcaires siliceux du Lias moyen (et sup. ?); 2, lentilles de brèches dolomitiques à éléments de Rhétien, Hettangien ou de Norien; 3, série rhético-hettangienne; 4, dolomies noriennes; 5, socle paléozoïque de l'Arpont; 6, cargneules. En cartouche : croix, paléozoïque; hachures, Lias.

b : Coupe de la bosse 2680m.; a, calcaires à polypiers; b, idem(a) en bancs remaniés; c, lentilles de brèches à éléments dolomitiques.

c-4) Age de la formation et de la tectonique distensive

Une ammonite d'âge lotharingien supérieur (Paltechioceras, dét. R. MOUTERDE) découverte en éboulis au sommet de Grasse Combe (Sud de la Dent Parrachée, voir fig.28), et provenant sans aucun doute de la base des calcaires à zones siliceuses, fixe l'apparition de ce faciès au sommet du Lias inférieur (Sinémurien s.l.). Elle permet, d'autre part, de caler l'événement tectonique majeur de la base du Lias, puisque les calcaires à zones siliceuses scellent d'importantes manifestations distensives (basculements, écroulements et brèches) surtout visibles dans le banc terminal de la série rhético-hettangienne.

La tectonique principale liasique aboutissant à la différenciation en grands domaines paléogéographiques (effondrement de la dépression Grande Motte et surrection de la plate-forme briançonnaise externe) est donc, ici comme ailleurs (zone piémontaise Th. DUMONT, 1983 et zone dauphinoise P. BARON, 1981), d'âge hettangien - sinémurien. Cette tectonique peut cependant se prolonger dans le Lias moyen si les brèches dolomitiques du Lias à zones siliceuses ont comme origine la réactivation des mêmes accidents.

En ce qui concerne la limite supérieure de la formation, les premiers termes transgressifs et localement discordants sur le Lias (secteur de la Grande Motte) sont attribués au Callovien (cf infra). Les calcaires à zones siliceuses pourraient donc monter jusque dans le Lias supérieur, bien qu'actuellement aucun fossile ne vienne confirmer cette hypothèse.

d) La succession post-liasique

Sur le terrain étudié, seul le sommet de la Dent Parrachée présente une coupe (déjà décrite par F. ELLENBERGER, 1958, p.305), d'intérêt lithostratigraphique, de la succession post-liasique de l'unité de la Grande Motte. Cette succession se caractérise, comme dans le reste du massif, par la lacune du Bathonien à mytilus et par une série jurassique supérieur (et Callovien) à paléocène similaire à celle des unités briançonnaises occidentales. Localement le toit du Lias montre quelques indices de rubéfaction et peut-être l'ébauche d'un réseau karstique, traduisant peut être une émergence post-liasique responsable de la lacune du Dogger inférieur.

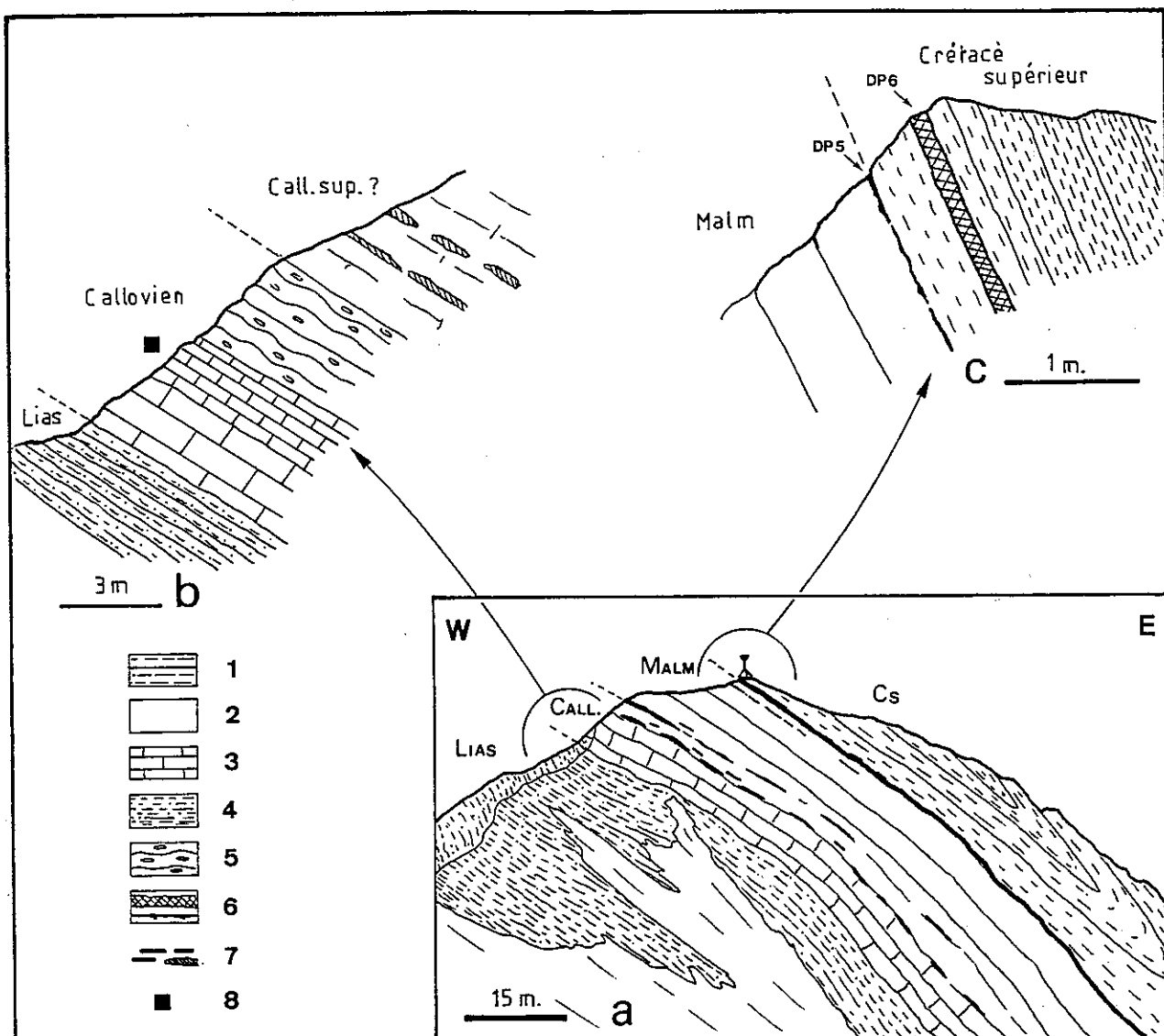


Fig. 34 : La succession post-liasique de la série de la Grande Motte.

a : Coupe du sommet de la Dent Parrachée, d'après photo vu de la pointe M. GIGNOUX.

b : Détail du contact Lias-Callovien.

c : Détail du contact Malm-Crétacé supérieur.

Légende : 1, marbres chloriteux; 2, calcaires massifs clairs; 3, calcaires lités ou massifs noirs; 4, calcaires siliceux et phylliteux; 5, calcaires à nodules (cm.) blanchâtres (éléments figurés?); 6, niveau riche en oxyde de fer, chlorite (hard ground); 7, niveau à silex; 8, pyrite.

DP5 et DP6 : lames minces taillées dans les niveaux de hard ground.

d-1) La coupe du sommet de la Dent Parrachée (fig.34)

Le sommet de la Dent Parrachée présente l'une des seules coupes continues depuis les calcaires à zones siliceuses du Lias jusqu'aux marbres chloriteux crétacé supérieur - paléocène. Elle s'observe dans le flanc ouest d'un vaste synclinal pincé à coeur de marbres chloriteux, synclinal qui forme l'arête sommitale, d'orientation nord-sud, de la Dent Parrachée.

(1) Lithologie - Au dessus des calcaires noirs schisteux, à silice et minéraux phylliteux diffus, du sommet du Lias, viennent successivement et en concordance apparente :

5

- A - 4 à 6 m de calcaires noirs massifs, légèrement fétides et riches en pyrite. Au sommet de ce niveau, deux bancs métriques présentent le faciès caractéristique des calcaires à éléments figurés; calcaires sombres plus ou moins lités à nodules centimétriques blanchâtres.
- B - 10 m de marbres blancs homogènes passant au sommet à un banc de calcaires gris noduleux surmonté par un fin niveau discontinu à silex gris.
- C - 15 m de marbres blancs homogènes en bancs métriques
- D - un premier niveau condensé infra-centimétrique riche en oxyde de fer, chlorite et débris de microorganismes recristallisés (lame DP5).
- E - un banc de marbres massifs verdâtres légèrement chloriteux (1 m)
- F - 20 à 30 cm d'un marbre vert foncé presque noir, riche en oligistes et restes de foraminifères planctoniques (niveau 4a de F. ELLENBERGER, 1958, p.305) (Lame DP6).
- G - marbres chloriteux à patine jaune orangée (2 m) à la base puis brune.

(2) Attribution - F. ELLENBERGER (1958, p.305 et fig. 51) avait reconnu dans les premiers bancs de calcaires massifs noirs (niveau A) un terme de passage au Dogger supérieur. La coupe de détail précédemment décrite vient, à mon avis, confirmer cette attribution.

* Les calcaires noirs à nodules blanchâtres (niveau A) correspondent bien au faciès de calcaires à éléments figurés d'âge callovien inférieur à moyen probable (E. JAILLARD, 1984). Ce niveau s'observe aussi à la base des calcaires homogènes sur le plateau du Turc (Sud du vallon de la Rocheure, B. LANDES, com. pers. et obs. pers.) et sur le plateau de la Petite Balme (NE de la Grande Motte, E. DEVILLE, com. pers. et obs. pers.).

* Le niveau de silex gris et celui de calcaires noduleux (sommet du niveau B) sont à corrélés, par analogie de faciès, à la discontinuité sédimentaire et au niveau à ammonites qui localement (Roc du

Bourget) sont datés du Callovien supérieur (F. ELLENBERGER, 1958, E. JAILLARD, 1984)

* Les bancs de marbres blancs homogènes (niveau C) représenteraient alors une série condensée d'âge jurassique supérieur s.s. (Malm).

* Les lames minces préparées dans les deux hard-ground, à la base des marbres chloriteux, ont fourni des sections de foraminifères qui, malgré une forte recristallisation, permettent de préciser l'âge de la série. Les microfaunes reconnues dans ces deux niveaux (détermination de M. CARON) sont fort semblables. On distingue parmi de nombreux restes indéterminables de foraminifères planctoniques (ou benthiques associés à un encroûtement stromatolitique, lame DP6), des formes mono et bicarénées comprises dans la fourchette allant du Turonien au Maastrichien.

La base des marbres chloriteux, ici datée par les formes conservées dans les niveaux riches en oxyde de fer, correspond à la première série de marbres chloriteux d'âge turonien à sénonien de la série briançonnaise de Vanoise occidentale (F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, 1979). En ce qui concerne la deuxième série d'âge post paléocène supérieur, je n'ai retrouvé, dans la coupe, ni hard-ground, ni changement lithologique notable permettant de la reconnaître. On constate néanmoins que cette coupe n'est pas complète puisqu'elle se situe sur le flanc d'un pli à coeur de marbres chloriteux.

d-2) Les indices d'une émergence post-liasique

En dehors de la coupe précédente, aucun affleurement du secteur étudié ne montre, au-dessus du Lias, de couches attribuables au Jurassique moyen. De plus, on observe localement sous le Malm des indices d'altération sub-aérienne affectant le sommet du Lias.

En effet, sur l'arête nord de la Pointe de Bellecôte (Sud de la Dent Parrachée) et au sommet de Grasse Combe (au Nord-Ouest du col 2970m.), les derniers mètres du Lias se transforment en une roche pulvérulente faite d'un sable calcaire et siliceux de teinte rouge caractéristique. Ce faciès peut localement (Pointe de Bellecôte) remplir des poches métriques aux contours arrondis, sans relation visible avec des fractures ou des diaclases (poche "atectonique" de A. BAUD et al., 1979).

Il me semble possible d'interpréter ces indices comme les traces, d'une érosion sub-aérienne (avec rubéfaction importante du toit du Lias) et de l'ébauche d'un réseau karstique.

De plus, le passage brutal de la sédimentation hémipélagique du Lias au faciès de plate-forme du Callovien (?), ou à un épisode d'émersion me semble peu compatible avec un comblement progressif du bassin de la Grande Motte (F. ELLENBERGER, 1958) et s'accorderait plutôt avec une surrection rapide. Cet événement d'âge Lias supérieur - Dogger inférieur (?), qui se traduit dans le secteur de la Grande Motte par le repos en discordance angulaire du Jurassique moyen et supérieur sur le Lias (F. ELLENBERGER, 1958, p.292), marque le rétablissement dans l'unité de la Grande Motte d'une évolution sédimentaire de type briançonnais classique. Il est, sans doute, à relier à un épisode tardif de la tectonique liasique majeure dont nous avons reconnu le caractère polyphasé par la présence de fentes ouvertes recoupant les brèches dolomitiques (Lias supérieur - Dogger inférieur?) du massif du Mont Pelve (série briançonnaise de Vanoise méridionale, cf chap. II, § B-II).

C - II : Conclusion (fig.35)

L'analyse lithostratigraphique de la série de la Dent Parrachée et la comparaison avec celles des régions voisines (Grande Motte, vallée du Laisonnay et secteur de Lanserlia), permet de dégager les points suivants :

- (1) l'existence d'une formation rhético-hettangienne dont l'évolution séquentielle et les principaux niveaux repères sont comparables à ceux mis en évidence dans l'unité piémontaise externe de Rochebrune (Th. DUMONT, 1983). Le banc terminal de cette série enregistre, dans les régions voisines (Grande Motte et vallée du Laisonnay), les manifestations d'une tectonique distensive d'âge hettangien à sinémurien. Celle-ci provoque la différenciation des grands domaines paléogéographiques et la création au sein (cf chap. II, § E-II) de la plate-forme briançonnaise d'une dépression liasique dans laquelle se dépose le Lias de la Grande Motte (J.M. CARON et M. GAY, 1977, E. DEVILLE, 1986, E. JAILLARD, H. DONDEY et J. DEBELMAS, 1986, B. ALLENBACH et J.M. CARON, 1986).
- (2) L'âge des premiers calcaires à zones siliceuses qui scellent cette tectonique majeure (secteur de la Grande Motte) est déterminé par une ammonite d'âge lotharingien supérieur (Paltechioceras). Au cours du dépôt de ces sédiments, des écroulements donnant des brèches à matériel essentiellement rhétien - hettangien ou norien, traduisent, sur la bordure externe du sillon de la Grande Motte, l'existence de reliefs importants ou régulièrement réactivés au cours du Lias moyen. La répartition de ces brèches dans le

massif de la Dent Parrachée montre le passage (de l'extérieur vers l'intérieur) de brèches de pied d'escarpements (unité Dent Parrachée-Petit Mont) à des dépôts dépourvus de détritisme dolomitique (unité de Belle Place).

- (3) Les premiers termes transgressifs, succédant à une étape d'érosion sub-aérienne probable (?) d'âge ante-dogger, sont attribués au Callovien. Par comparaison avec les dépôts du Jurassique moyen du plateau du Pelve (cf Chapitre II, § B-II-b), on peut proposer le même âge pour les quartzites gris-bleu du massif de la Grande Casse (F. ELLENBERGER, 1958).
- (4) L'existence d'une série post-jurassique moyen, en tout point comparable à celle des séries Briançonnaises externes, avec lacune du Crétacé inférieur et reprise de la sédimentation probablement à partir du Turonien.

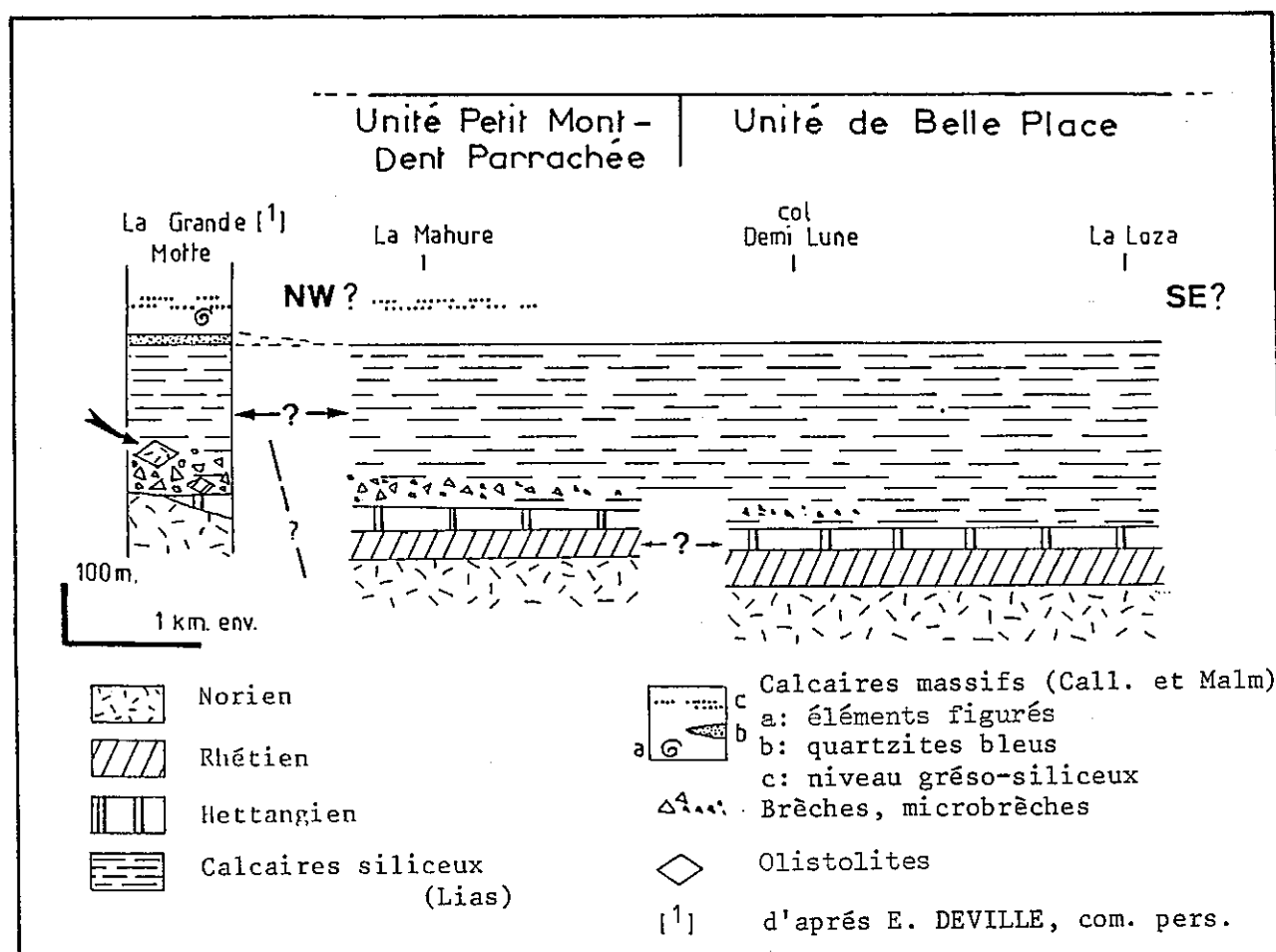


Fig. 35 : Corrélation schématique des écaillés de l'unité de la Dent Parrachée et de l'unité de la Grande Motte.

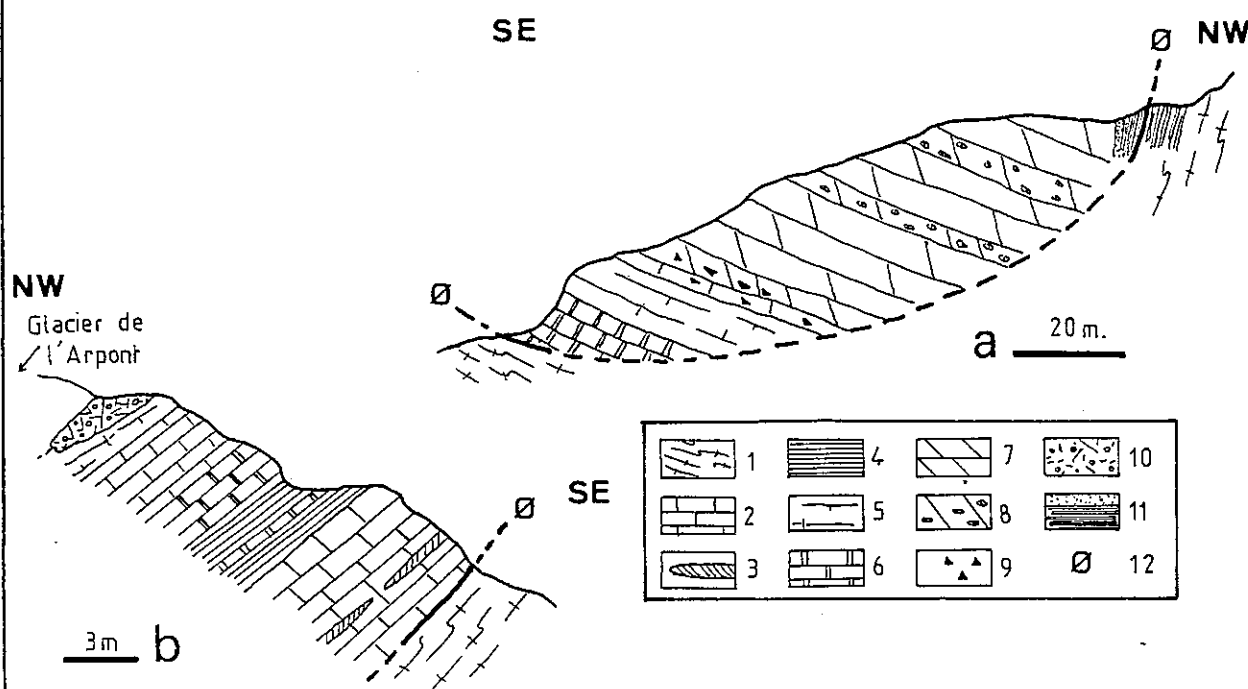
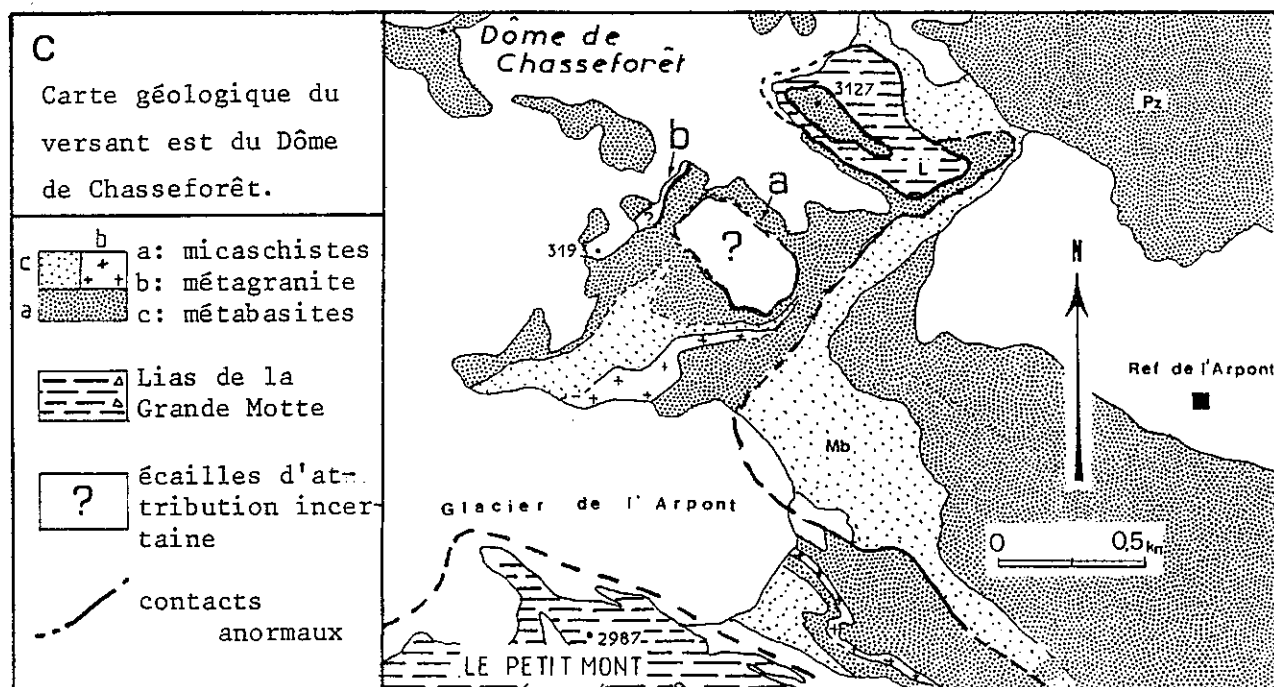


Fig. 36 : Ecaillles dolomitiques et calcaires de l'arête SE du Dôme de Chasseforêt.

a : écaille inférieure; b : écaille supérieure.

Légende : 1, micaschistes de l'Arpont; 2, calcaires gris; 3, niveaux dolomitiques discontinus; 4, schistes noirs; 5, calcaires massifs gris; 6, calcaires noirs fibreux + fétides; 7, dolomies massives claires; 8, niveaux à microcavernes et cimentation asymétrique; 9, niveau brêchique; 10, cargneules; 11, quartzites blancs mylonitisés; 12, contacts cisailants.

D - LES ECAILLES D'ATTRIBUTION INCERTAINE

Quelques lambeaux écaillés et étirés, conservés sur le rebord oriental du Dôme de Chasseforêt restent, à l'issue de cette étude, difficiles à attribuer à l'une ou l'autre des séries décrites précédemment.

D - I : L'écaille dolomitique et calcaire de l'arête SE du dôme de Chasseforêt

Au coeur de la synforme majeur de la Dent Parrachée (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985a, voir chap.III), on observe, en contact tectonique sur les micaschistes du socle de l'Arpont, deux affleurements faits de calcaires massifs ou schistosés et de dolomies massives.

a) Affleurement inférieur - altitude 2960 m (fig.36a)

Il s'agit sur une épaisseur difficilement estimable (sans doute plusieurs dizaines de mètres) de calcaires blancs ou noirs pulvérulents et parfois fétides aux chocs, de brèches dolomitiques et calcaires à patine claire, de dolomies fines massives à cassure grise et de niveaux dolomitiques à pustulés blanchâtres qui révèlent au microscope une texture à microcavités à remplissage calcitique asymétrique caractéristique de la zone intertidale haute ou supratidale (B.H. PURSER, 1980).

Le contact avec les micaschistes de l'Arpont se fait dans la partie supérieure de l'affleurement (alt. 3002m.) par l'intermédiaire d'un niveau semi-métrique de quartzites broyés et recristallisés.

b) Affleurement supérieur - altitude 3100 m (fig.36b)

Sur 5 à 10 m d'épaisseur il s'agit, de calcaires intensément schistosés à patine jaune et à fin niveau dolomitique, de calcaires gris massifs à lentilles de cargneules et de schistes calcaires noirâtres ou rubanés

c) Conclusion

En raison de l'importance de la déformation des roches, il me paraît difficile d'attribuer avec certitude ces termes à l'une des séries précédemment décrites. Malgré l'absence de dolomies jaunes, ces faciès semblent évoquer la base du Trias calcaire (Anisien ?), toutefois la présence de calcaires noirs fétides et de brèches pourrait aussi évoquer une succession d'âge jurassique moyen à supérieur, fortement dolomitisée.

D - II : Les calcschistes de la Crête de la Frêt

a) Présentation

En contact anormal sur le socle et sur des lambeaux de la nappe de la Dent Parrachée, les calcschistes de la Frêt forment une écaille indépendante pincée sous le flanc inverse de la série Briançonnaise du Mont Pelve (cf chap. III).

F. ELLENBERGER avait attribué ces calcschistes à un troisième faciès lithologique du Lias de la Grande Motte, le Lias de type Pisset. Il nota, néanmoins que "ce faciès très schisteux du Lias prépiémontais ressemble de façon frappante aux Schistes lustrés frontaux..., tels ceux du Mont Jovet" (1958, p.276). En fait, après une étude détaillée des affleurements de la crête de la Frêt (effectuée en compagnie de B. LANDES) on n'observe jamais de passage de ces calcschistes au faciès classique des calcaires à zones siliceuses ou des calcschistes gréseux du Lias de la Grande Motte. D'autre part, les études récentes effectuées dans la combe du Pisset (Sud de Val d'Isère) ont reconnu au sein des calcschistes "de type Pisset" des galets et des lentilles de marbres chloriteux (Crétacé sup.-Paléocène) qui permettent d'attribuer ce faciès aux schistes de Pralognan d'âge éocène (E. DEVILLE, 1986b et com. pers., E. JAILLARD, com. pers.).

L'intérêt que présente une attribution précise des calcschistes de la Frêt dans le cadre de la reconstitution de l'histoire tectonique (cf chap. III) m'a amené à poursuivre une étude plus fine basée sur l'analyse semi-quantitative de diffractogrammes de RX en roche totale (le mode opératoire et les diagrammes caractéristiques sont présentés en annexe 5).

b) Lithologie et choix des échantillons

A l'affleurement, la roche est un schiste gris sombre à noir luisant alternant avec des niveaux décimétriques de calcaires et de calcschistes à patine brune ou grise. L'intensité de la recristallisation et de la déformation ont supprimé tout indice sédimentologique et tous critères de polarité.

L'étude sur diffractogramme RX a concerné onze échantillons de lithologie comparable, en sélectionnant, pour le Lias de la Grande Motte et les Schistes lustrés, les faciès les plus riches en minéraux phylliteux.

Ces échantillons se répartissent en quatre populations distinctes :

- 1) Schistes de la Crête de la Frêt (CFr1, CFr2, PARA3)
- 2) Schistes de Pralognan (Eocène) (RAN1, 83-13-3, Lpi) (Remarque : Lpi est un échantillon provenant de la formation schisteuse de la combe du Pisset)
- 3) Calcschistes siliceux du Lias de la Dent Parrachée (84-11-3, 84-11-8)
- 4) Divers faciès de Schistes lustrés des environs de Termignon (T22, T51, T54, les prélèvements ont été effectués au cours d'une excursion commune avec S. FUDRAL et E. DEVILLE)

		Quartz	Calcite	Plagio	Chlorite	Illite	Muscovite
CFr1	Schistes	22	54	3	7	14	0
CFr2	crête de	11	48	4	14	23	0
PARA3	la Frêt	36	29	7	15	15	0
RAN1	Schistes	36	0	7	18	35	4
83-13-3	noirs	27	22	6	22	21	2
Lpi	éocènes	15	2	11	19	44	6
84-11-3	Lias Dent	13	72	2	+	12	0
84-11-8	Parrachée	19	68	3	+	10	0
T54	Schistes	6	52	8	8	20	4
T51	lustrés	8	56	5	6	21	3
T22		23	29	6	14	29	0

Légende : 0, absent; +, présent en faible quantité; valeur en %.

Fig. 37 : Résultats de l'analyse semi-quantitative de chacune des quatre populations de roches analysées pour l'attribution des calcschistes de la Crête de la Frêt

Il ressort de l'analyse semi-quantitative résumée dans le tableau ci-dessus que les calcschistes du Lias se distinguent des autres populations par; (1) une forte teneur en calcite (60 à 70%, ce résultat est confirmé au mano-calcimètre Bernard); (2) l'existence de chlorite, mais à des teneurs inférieures aux possibilités de mesures semi-quantitatives. En ce qui concerne les trois autres populations, aucun élément ne permet de les distinguer. On constate néanmoins des teneurs très comparables entre les échantillons des calcschistes de la Frêt et les faciès provenant de la nappe des Schistes lustrés.

c) Conclusion

Ainsi, bien que cette étude n'ait pas fourni d'éléments vraiment déterminants, il me semble possible, à partir de ces résultats, d'attribuer les calcschistes de la Frêt à certains faciès riches en minéraux phylliteux de la nappe des Schistes lustrés, ou, pour le moins, d'exclure l'attribution de cette écaïlle à un faciès particulier de Lias de la Grande Motte.

E - CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

E - I : Les séries mésozoïques de Vanoise méridionale dans le cadre de la paléomarge téthysienne

L'étude stratigraphique des séries mésozoïques de Vanoise méridionale permet de retrouver les grandes étapes de l'évolution paléotectonique de la zone briançonnaise, en tant que portion de la marge continentale du paléo-océan téthysien (M. BOURBON et al., 1976, M. LEMOINE, 1975 et 1984).

a) La période précéanienne (les sédiments anté-rift du Trias)

Après le dépôt des grès épivarisques du Trias inférieur, s'installe sur l'ensemble du secteur d'étude une sédimentation de type plate-forme carbonatée, subdivisée en six grands cycles sédimentaires de transgression - régression.

Au *Trias moyen* (cycle CI à CIII), une première plate-forme carbonatée remarquablement uniforme s'installe sur tout le bassin briançonnais.

Elle s'achève par des dépôts de brèches et de niveaux évaporitiques du Carnien (CIV) que l'on interprète comme une période de rifting avorté ("crise carnienne").

Au *Trias supérieur* (Norien et Rhétien, CV et CVI), une deuxième plate-forme carbonatée fortement subsidente conduit au dépôt d'une puissante dalle dolomitique (Norien), puis d'une formation schisto-dolomitique (Rhétien) principalement conservé dans l'unité de la Grande Motte.

b) La période de rifting (les sédiments synrift du Lias au Dogger inférieur)

Elle aboutit à la différenciation des grands domaines paléogéographiques et est caractérisée, dans la partie externe de la Vanoise méridionale, par une importante surrection qui se traduit localement par l'érosion de la totalité du Trias carbonaté (soit plusieurs centaines de mètres à 1000m. de terrain, si l'on tient compte de l'existence possible du Carnien et du Norien dans la séquence carbonatée du Trias). A l'inverse, dans la partie interne du massif, va se créer le bassin d'effondrement dans lequel s'est sédimenté le Lias de la Grande Motte.

Par encadrement et par comparaison avec les régions voisines, la tectonique distensive majeure serait d'âge hettangien à sinémurien inférieur, puisqu'elle est localement scellée par les calcaires à zones siliceuses dont les premiers dépôts datent du Sinémurien supérieur.

A la fin de cette période, l'unité de la Grande Motte, et probablement le reste du domaine briançonnais de Vanoise, sont soumis à un basculement qui se traduit par une discordance angulaire du Callovien-Malm sur le Lias (unité de la Grande Motte, F. ELLENBERGER, 1958, P.292) et par un épisode d'érosion sub-aérienne (massif de la Dent Parrachée).

c) La période d'expansion océanique (Dogger moyen à Crétacé inférieur)

Elle correspond en Vanoise à la transgression du Dogger qui moule une paléotopographie contrastée héritée de la tectonique liasique. Elle se poursuit par l'approfondissement généralisé de la marge au Malm avec passage à un régime de dépôt pélagique suivi d'une lacune probable durant le Crétacé inférieur.

d) La période de fermeture puis de collision continentale (Crétacé supérieur-Tertiaire)

A partir du Crétacé moyen d'importants changements paléogéographiques, sans doute liés à l'ouverture de l'Atlantique Nord (P.C. de GRACIANSKY et al, 1981) vont provoquer la fermeture progressive de la Téthys ligure, puis au cours du Tertiaire, la collision continentale entre le domaine sudalpin et la marge européenne. En Vanoise, ces phénomènes qui ont affecté dès le Crétacé supérieur les domaines plus internes (liguro-piémontais et piémontais p.p.), se traduisent par la reprise de la sédimentation au Cénomanién (ou au Sénonien?) (E. JAILLARD, 1984) puis par le dépôt des schistes noirs siliceux d'âge éocène moyen. Mais, c'est seulement après cette décharge détritique que vont réellement débiter les premières manifestations de la tectonique alpine, probablement dès le début de l'Eocène supérieur.

E - II : Reconstitution paléogéographique

Le contexte paléogéographique déjà partiellement reconstitué par les travaux de E. JAILLARD (1984), B. BROUDOUX (1985) et E. DEVILLE (1986b) peut être complété par l'étude sédimentaire que nous venons de réaliser. Trois unités de couverture mésozoïque distinctes ont été mises en évidence, dont les différences de contenu lithostratigraphique reflètent des origines paléogéographiques différentes (fig.38), à savoir;

- *la série de la Dent parrachée* se caractérise par une série de type Grande Motte post-carnienne, où l'existence d'un Lias calcaire épais traduit une érosion anté-dogger très faible, et par une transgression post-liasique tardive (callovienne).

- *la série des Forts de l'Esseillon* se caractérise par une série triasique complète (Norien préservé) et par une transgression jurassique tardive (post-bathonien moyen). Cette série est à rapprocher de celle du Plan-des-Nettes (F. ELLENBERGER, 1958 et R. MARION, 1984) qui est recouverte tectoniquement par l'unité de la Grande Motte.

- *la série du Mont Pelve-Réchasse* qui constitue la bordure interne (Est ou Sud-Est) des séries briançonnaises de type Vanoise occidentale (E. JAILLARD, 1984), se caractérise par un fort niveau d'érosion anté-dogger (localement jusqu'au quartzites du Trias) et par une transgression jurassique d'autant plus tardive que l'érosion anté-dogger est forte (bathonienne à l'Ouest et callovienne à l'Est). Cette série est surmontée tectoniquement (cf. Chap. III) par l'écaille supérieure de la Pointe de la Réchasse, pour laquelle une origine paléogéographique proche de celle de l'unité de la Grande Motte a été proposée (B. BROUDOUX, 1985 et E. DEVILLE, 1986b).

On reconnaît donc au sein de la couverture mésozoïque de Vanoise méridionale trois domaines paléogéographiques s'opposant par leur degré d'érosion anté-bathonienne, traduisant ainsi l'existence au Lias d'une paléotopographie complexe en blocs basculés. L'un des trois domaines évoqués était le bassin d'effondrement dans lequel s'est sédimenté le Lias de la Grande Motte (*série de la Dent Parrachée*) et dont la bordure ouest était un escarpement faillé au niveau duquel les séries briançonnaises (*série du Mont Pelve-Réchasse*) ont été profondément érodées. La contiguité paléogéographique entre ces deux domaines est prouvée par la répartition et l'âge des termes transgressifs du Jurassique moyen (quartzites bleus calloviens) dans les zones internes de Vanoise

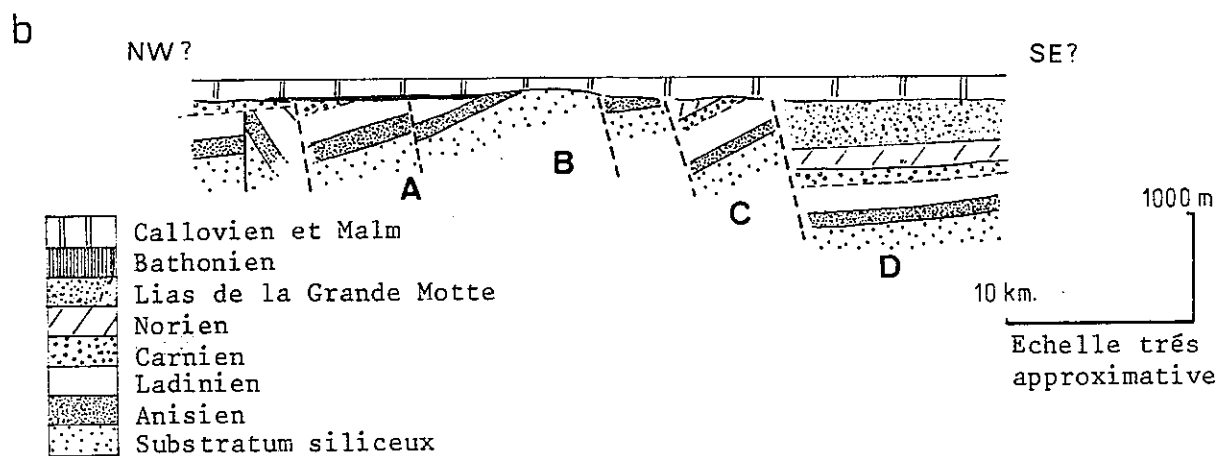
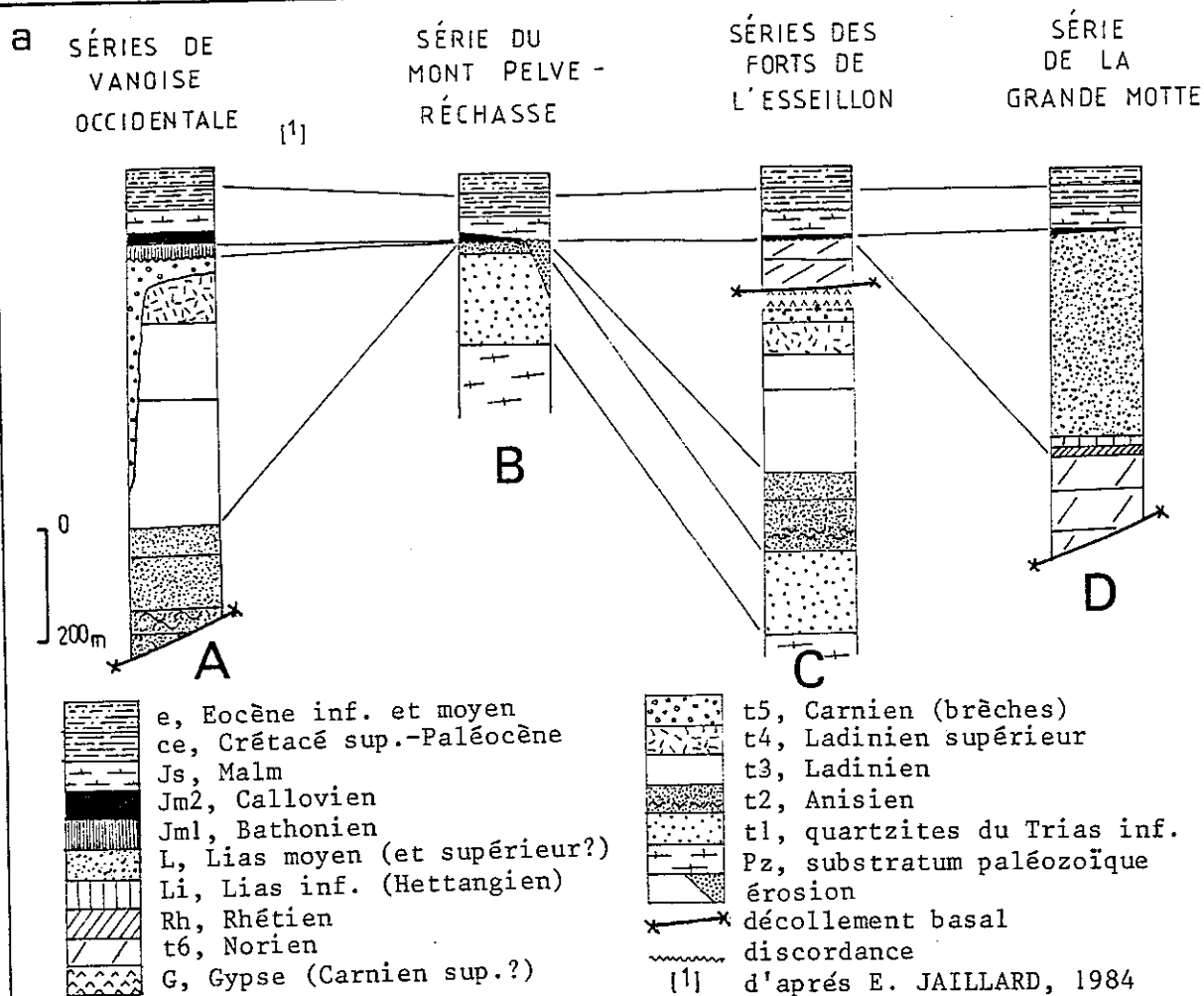


Fig.38: Reconstruction paléogéographique du massif de Vanoise méridionale.

a : Composition schématique des séries mésozoïques de Vanoise méridionale et de Vanoise occidentale (d'après E. JAILLARD, 1984).

b : Coupe paléogéographique schématique (échelle approximative)

occidentale et dans la partie nord de l'unité de la Grande Motte. Dans ce schéma, le troisième domaine (*la série des Forts de l'Esseillon*), dont le caractère de zone fortement mobile au Lias est attesté par l'importante discordance angulaire anté-bathonienne, devait constituer l'une des bordures (externe ?) effondrée de la dépression de la Grande Motte.

Cette hypothèse qui replace les différentes séries distinguées sur un profil palinspastique unique (hypothèse simplificatrice)(fig.38) ne tient pas compte d'éventuels relais de zone isopiques à faible développement longitudinal.

Cependant, à partir de ces éléments, replacés dans le contexte régional, il nous paraît possible de compléter l'image paléogéographique déjà partiellement reconstituée par les travaux antérieurs, et de proposer une reconstitution paléogéographique d'ensemble de la zone briançonnaise de Vanoise présentée dans les pages suivantes qui a fait l'objet d'une publication réalisée en collaboration avec Etienne JAILLARD et Jacques DEBELMAS (E. JAILLARD, H. DONDEY et J. DEBELMAS, 1986).

GÉOLOGIE. — *Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales) : nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande Motte.* Note de Etienne Jaillard, Hervé Dondey et Jacques Debelmas, présentée par Reynold Barbier.

Au Lias, les socles de Vanoise méridionale et d'Ambin constituaient deux grands blocs basculés, relevés vers l'Est et séparés par une dépression dont le remplissage serait représenté par la série de la Grande Motte.

GEOLOGY. — *Paleogeographic reconstructions of the Vanoise Briançonnais Zone (Western Alps): new arguments for an intra-Briançonnais origin of the Grande Motte unit.*

In Liassic time, the Vanoise méridionale and Ambin basements were constituting two eastward-raising tilted blocks. They were separated by a depression whose deposits should be represented by the Grande Motte unit.

INTRODUCTION. — Après le dépôt des grès puis de la puissante série carbonatée de plate-forme du Trias, la zone briançonnaise est caractérisée au Lias par une émergence suivie au Dogger par une transgression diachrone sur un substratum plus ou moins érodé et aplani [1]. Dans les reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise, on distingue classiquement d'Ouest en Est [2] : A. La zone de Vanoise occidentale, caractérisée par une érosion anté-Dogger variable et une transgression jurassique localement précoce (Bathonien à Mytilus) ([2], [3]). B. La zone de Val d'Isère-Ambin, marquée par une forte érosion anté-Dogger et par l'abondance de brèches, de discordances ([2], [4], [5]), de faciès reconstitués [6] et d'olistolites [7]. C. La zone de la Grande Motte qui comprend, au-dessus du Trias supérieur décollé, une épaisse formation de calcaires siliceux rapportée au Lias, intercalée dans une série par ailleurs typiquement briançonnaise ([2], [8]). Cependant, des travaux plus récents proposent une origine intra-briançonnaise de la zone de la Grande Motte, sur des arguments stratigraphiques, paléogéographiques, ou structuraux ([5], [8], [9]). Nos observations apportent de nouveaux arguments en faveur de cette dernière hypothèse.

LA COUVERTURE PARAUTOCHTONE DE VANOISE MÉRIDIONALE (série de Vanoise occidentale) a déjà fait l'objet de plusieurs études ([2], [8]) qui y ont mis en évidence une érosion croissante vers l'Est où l'on observe le repos stratigraphique du Jurassique sur les quartzites du Trias (Socle de la Réchasse, Epéna) ([8], [10]), localement par l'intermédiaire de brèches dolomitiques supratriasiques. La cartographie détaillée des formations triasiques et jurassiques permet d'affiner les reconstitutions existantes et confirme la structure en blocs basculés le long de plans de failles généralement à regard est [8] (fig. 1). D'autre part, les zones internes de Vanoise occidentale (Pelve, Socle de la Réchasse, Epéna) sont caractérisées par la présence de bancs de quartzites bleus à patine rouille dont le matériel détritique proviendrait de l'érosion des quartzites triasiques alors à l'affleurement. Ces quartzites bleus sont associés à des calcaires à gastéropodes et précèdent de peu un horizon à zones grés-siliceuses probablement d'âge callovien supérieur [3]. Le niveau de quartzite bleu est donc vraisemblablement d'âge callovien et ne nous semble pas équivalent aux quartzites noirs deltaïques d'âge anté-Bathonien moyen décrits plus à l'Ouest ([2], [3]).

LA COUVERTURE ALLOCHTONE DE VANOISE SEPTENTRIONALE dans la vallée du Laisonnay a déjà été partiellement décrite [8]. En remontant vers l'Est le Doron de Champagny, on voit apparaître le Lias de la Grande Motte sous les quartzites bleus, révélant une paléostructure (fig. 2). Celle-ci paraît être due à des failles normales à regard est affectant principalement le banc terminal de la série rhético-hellangienne [11], qui contient ici

quelques olistolites, des brèches et des microbrèches. Il semble donc qu'on ait là la bordure occidentale de la dépression de la Grande Motte, individualisée à l'Hettangien. En effet, l'affleurement le plus occidental (alt. 1 840 m, fig. 2) montre une série jurassique de type Vanoise occidentale interne à quartzites bleus, brèches argilo-dolomitiques et calcaires clairs gréseux, reposant sur le banc terminal hettangien par l'intermédiaire de quelques mètres de calcaires noirs à zones siliceuses (Lias?). D'autre part les quartzites bleus supposés calloviens ne sont connus en Vanoise qu'à proximité des zones internes de Vanoise occidentale et dans la partie nord de l'unité de la Grande Motte et nous semblent témoigner de la contiguïté paléogéographique de ces deux zones.

LA DENT PARRACHÉE (série de type Grande Motte). — L'analyse du Lias dans les différentes écaïlles qui la composent [12] montre de l'externe vers l'interne le passage depuis des brèches de pied d'escarpement jusqu'à des dépôts dépourvus de détritisme dolomitique (fig. 3). Dans l'écaïlle inférieure (la plus externe, NW?) on observe, toujours après les premiers faciès du Lias, un fort développement des brèches dolomitiques, comme dans les contreforts nord et NE de la Grande Motte où E. Deville (comm. pers.) signale des olistolites de Trias supérieur. Dans l'écaïlle supérieure (la plus interne, SE?), le détritisme dolomitique se manifeste par des microbrèches qui sont absentes dans la coupe de la Loza (fig. 3). Les termes de passage vers la bordure interne de la zone de la Grande Motte sont inconnus dans cette unité.

EXPLICATIONS DES FIGURES 39

Fig. 1. — Profil paléogéographique de la couverture briançonnaise de la Vanoise méridionale (série de type Vanoise occidentale).

Fig. 1. — *Paleogeographic section of the Briançonnais cover of the Southern Vanoise (Western Vanoise serie).*

Fig. 2. — Reconstitution paléogéographique de la couverture allochtone de Vanoise septentrionale dans la vallée du Laisonnay.

Fig. 2. — *Paleogeographic reconstitution of the allochthonous cover of the Northern Vanoise in the Laisonnay area.*

Fig. 3. — Corrélations entre les écaïlles de l'unité de la Dent Parrachée (série de la Grande Motte).

Fig. 3. — *Correlations between the slices of the Dent Parrachée (Grande Motte série).*

Fig. 4. — Profil paléogéographique de la couverture briançonnaise de la partie Nord du massif d'Ambin.

Fig. 4. — *Paleogeographic section of the Briançonnais cover in the Northern part of the Ambin massif.*

1. Conglomérats (Permien); 2, Quartzites (Scythien); 3 à 8, Calcaires et dolomies; 3, Anisien; 4, Ladinien; 5, Ladinien supérieur; 6, Norien; 7, Rhétien; 8, Hettangien; 9, Calcaires siliceux (Lias); 10, Brèches noires (Carnien?, Rhétien?); 11, Brèches argilo-dolomitiques (Lias supérieur?, Dogger?); 12, Dogger à *Mytilus* (Bathonien); 12a, Quartzites noirs deltaïques et bauxites; 12b, Calcaires lités noirs; 13, Calcaires massifs (Callovien et Malm); 13a, Éléments figurés; 13b, Quartzites bleus; 13c, Niveau grés-siliceux et lentilles dolomitiques; 14, Brèches calcaires jurassiques (massif d'Ambin); 15, Olistolites; 16, Brèches, microbrèches.

1. Conglomerates (Permian); 2, Quartzites (Scythian); 3 to 8, Limestones and dolomites; 3, Anisian; 4, Ladinian; 5, Upper Ladinian; 6, Norian; 7, Rhetian; 8, Hettangian; 9, Siliceous limestones (Lias); 10, Black breccias (Carnian?, Rhetian?); 11, Argillaceous dolomitic breccias (Upper Lias?, Dogger?); 12, "Dogger à *Mytilus*" (Bathonian); 12a, Black deltaic quartzites and bauxites; 12b, Black bedded limestones; 13, Massive limestones (Callovian and Malm); 13a, Biogenic elements; 13b, Blue quartzites; 13c, Sandy or siliceous levels and dolomitic lenses; 14, Jurassic calcareous breccias (Ambin massif); 15, Olistolites; 16, Breccias, microbreccias.

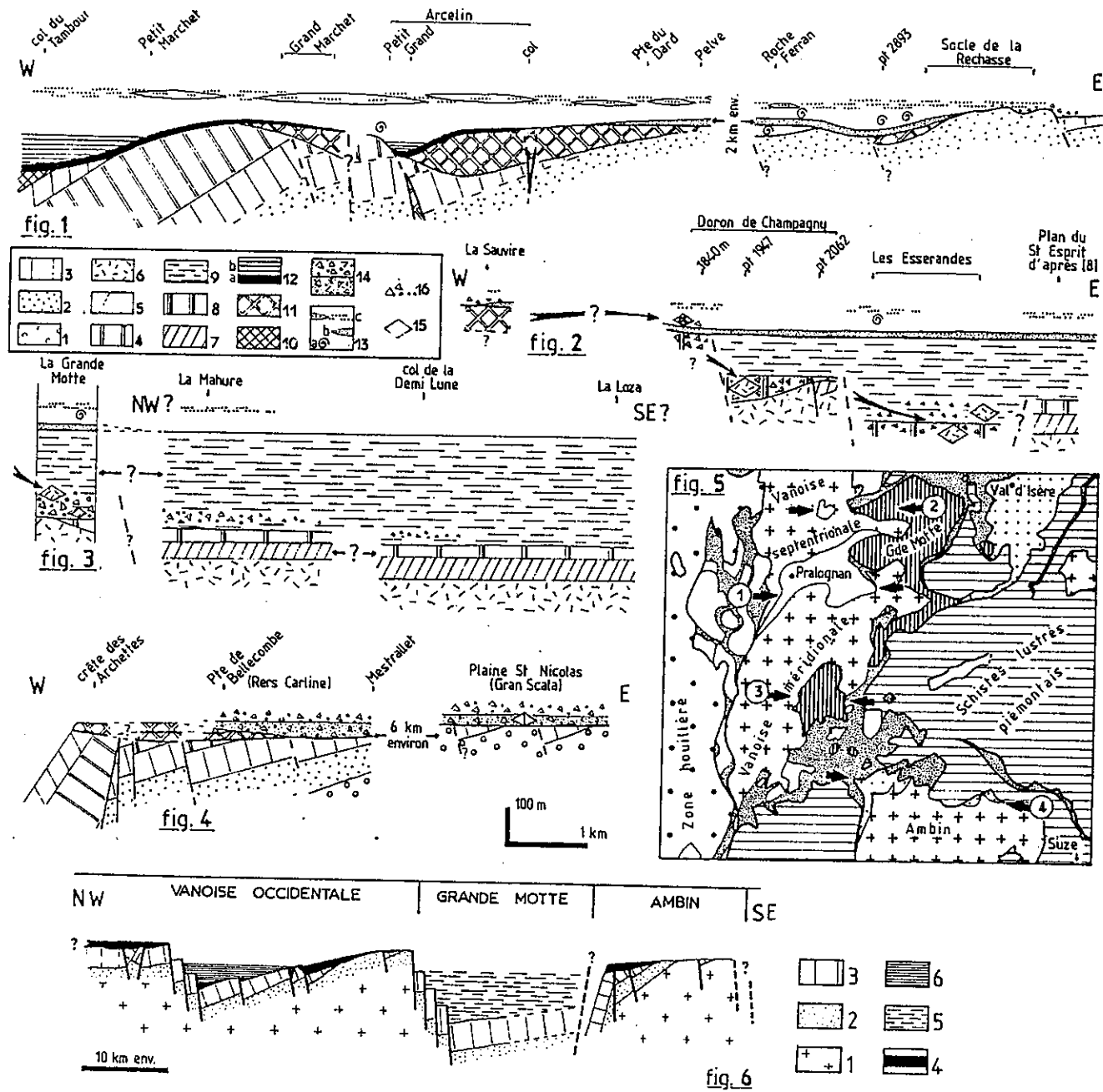
Fig. 5. — Schéma structural de localisation.

Fig. 5. — *Location structural sketch.*

Fig. 6. — Reconstitution hypothétique de la marge briançonnaise à la fin du Dogger, d'après l'étude de la transversale Moutiers-Suse (échelle verticale arbitraire). 1, Paléozoïque; 2, Quartzites triasiques; 3, Carbonates triasiques; 4, Brèches supra-ladiniennes; 5, Lias de type Grande Motte; 6, Dogger à *Mytilus* (Bathonien).

Fig. 6. — *Hypothetical reconstitution of the Briançonnais margin during the end of the Dogger, along the Moutiers-Suse traverse (Arbitrary vertical scale).* 1, Paleozoic; 2, Triassic quartzites; 3, Triassic carbonates; 4, Post-Ladinian breccias; 5, Lias siliceous limestones; 6, "Dogger à *Mytilus*" (Bathonian).

Fig. 39 : Profils paléogéographiques du massif de Vanoise.



LA COUVERTURE DU NORD DU MASSIF D'AMBIN a déjà fait l'objet de plusieurs études ([13], [2], [5]) parmi lesquelles les plus récentes ([5], [14]) la considèrent comme autochtone. Une cartographie détaillée de ce secteur permet la reconstitution présentée sur la figure 4 qui constitue une autre illustration de tectonique en blocs basculés relevés à l'Est. L'effondrement visible à l'Ouest de la coupe (fig. 4) est scellé par des brèches argilo-dolomitiques discordantes, antérieures au Malm, et suggère l'existence d'une dépression située plus à l'Ouest. Les failles, très probablement liasiques, qui déterminent cette structure montrent une direction N 25 à N 50 et une forte composante décrochante (pitch des stries : 20 à 30°SW, jeu dextre?).

CONCLUSIONS. — Sur la transversale Pralognan-Suse affleurent deux socles sur lesquels la couverture briançonnaise est restée autochtone ou parautochtone. L'étude paléogéographique de ces séries montre que leurs socles constituaient chacun un mégabloc basculé relevé vers l'Est (fig. 6). Les escarpements de la bordure est de la Vanoise occidentale (fig. 2) et de l'angle NW du massif d'Ambin (fig. 4) indiquent l'existence d'un graben liasique entre ces deux blocs. Le remplissage de cette dépression ne nous semble pouvoir être représenté sur cette transversale que par les séries à Lias de l'unité de la Grande Motte (fig. 6) (et peut-être par les séries à Norien préservé de Maurienne). De plus la présence de quartzites bleus, présumés calloviens, dans les zones internes de Vanoise occidentale et dans la partie nord de l'unité de la Grande Motte prouve leur contiguïté paléogéographique.

Par ailleurs, la partie interne de la couverture d'Ambin passe au SE à des séries d'affinités piémontaises s.s. ([5], [14]), et la série de Val d'Isère présente, du Malm à l'Éocène, des caractères stratigraphiques (érosions, brèches ([2], [4], [6], [7]), faciès reconstitués ([6], [7]), olistolites [7]) qui en font l'équivalent s.s. de la zone d'Acceglio ([15], [16]). Les zones de Val d'Isère et d'Ambin nous semblent donc représenter, du Nord au Sud, la véritable bordure interne de la zone briançonnaise de Vanoise, comme cela avait déjà été proposé ([5], [8], [14], [9]).

La zone de la Grande Motte serait ainsi une réplique de la dépression liasique intra-briançonnaise de Peyre-Haute près de Briançon. Comme cette dernière, elle semble limitée longitudinalement puisqu'elle ne se prolonge pas au Nord de Tignes. Son caractère circonscrit et son association au moins locale avec des accidents décrochants pourraient évoquer une structure en « pull-apart basin ».

Remise le 24 mars 1986.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] M. LEMOINE, in: *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, (G. BOILLLOT coord.), Masson, Paris, 1984, p. 155-248.
- [2] F. ELLENBERGER, *Mem. Serv. Carte géol. Fr.*, 1958, 562 p.
- [3] E. JAILLARD, *Comptes rendus*, 301, série II, 1985, p. 633-636; et *Géol. Alpine*, 61, 1985, p. 85-113.
- [4] R. MARION, *Thèse 3^e cycle*, Université Savoie, Chambéry, 1984, 172 p.
- [5] J. M. CARON et M. GAY, *Eclog. Géol. Helv.*, 70/3, 1977, p. 643-665.
- [6] H. NIEMEYER, *Thèse 3^e cycle*, Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris, 1979, 175 p.
- [7] E. JAILLARD et J. DEBELMAS, *Comptes rendus*, 302, série II, 1986, p. 35-38.
- [8] B. BROUDOUX, *Thèse 3^e cycle*, Université de Lille, 1985, 229 p.
- [9] E. DEVILLE, 11^e R.S.T. Clermont-Ferrand, S.G.F., Paris, 1986, p. 52.
- [10] J. F. RAULT, P. LAGLIT et B. BROUDOUX, *Comptes rendus*, 298, série II, 1984, p. 535-538.
- [11] T. DUMONT, *Géol. Alpine*, 60, 1984, p. 13-25.
- [12] J. P. PLATT et G. S. LISTER, *J. Struct. Geol.*, 7, 1985, p. 19-35.
- [13] J. GOGUEL et F. ELLENBERGER, *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 1952, p. 262-264; et J. GOGUEL et P. LAFFITTE, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 1952, p. 575-595.
- [14] B. ALLENBACH, *Thèse 3^e cycle*, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, 1982, 144 p.
- [15] J. DEBELMAS et M. LEMOINE, *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 1957, p. 38-40.
- [16] R. LEFEVRE, *Thèse Sciences*, Université Paris-Sud - Orsay, 1982, 435 p.

Institut Dolomieu et Laboratoire de Géologie alpine associé au C.N.R.S.,
rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.

CHAPITRE III

STRUCTURES ET DEFORMATIONS DU MASSIF DE VANOISE MERIDIONALE

A - INTRODUCTION

A - I : Présentation et résumé des travaux antérieurs

A - II : Méthodes et objectifs

B - STRUCTURE DU MASSIF DE LA DENT PARRACHEE

B - I : Introduction

B - II : Les déformations - mise en évidence - géométrie

B - III : Conclusion

C - STRUCTURE DU CHAINON DU MONT PELVE - PLATEAU DE LA RECHASSE

C - I : Introduction

C - II : Structure générale

C - III : Observations mésostructurales

C - IV : Hypothèse sur l'amplitude du rétrocharriage du Mont Pelve

C - V : Conclusion

D - STRUCTURES DE PHASES D3 ET D4 DANS LE CHAINON DU ROC DE LA VALLETTE

D - I : Introduction

D - II : Analyse des déformations et structures associées

D - III : Conclusion

E - CONCLUSION DE L'ETUDE STRUCTURALE

E - I : Récapitulation des phases tectoniques

E - II : Relations avec l'histoire métamorphique

E - III : Comparaison avec les chaînons voisins

A - INTRODUCTION

A - I : Présentation et résumé des travaux antérieurs

Le massif de Vanoise méridionale est dominé par la culmination structurale majeure du socle polymétamorphique de l'Arpont, à la périphérie duquel un certain nombre d'unités d'âge permien à éocène constituent une enveloppe métasédimentaire intensément déformée. Plusieurs études basées sur des observations macro et microstructurales y ont dégagé les principaux traits de la structure et de l'histoire tectonométamorphique.

a) F. ELLENBERGER (1958) avait reconnu sur l'ensemble de la Vanoise, (1) le décollement généralisé de la couverture carbonatée briançonnaise au niveau des cargneules werféniennes, (2) l'importance de la phase de rétrocharriage des structures vers l'Est et du basculement des éléments de couverture de Vanoise occidentale, (3) le caractère allochtone de la nappe de la Dent Parrachée.

b) Plus récemment, des études localisées ont proposé une chronologie plus fine des événements tectoniques et métamorphiques.

b-1) B. GOFFE (1975), à l'issue d'une étude sur les terrains paléozoïques de la retombée nord et ouest de Vanoise méridionale, distingue deux phases principales de plissement. *La première* (phase 1) donne lieu à des plis isoclinaux d'axe NW-SE probablement déversés vers le SW. *La seconde* (phase 2), synmétamorphique dans les conditions de cristallisation du glaucophane, correspond aux mouvements de rétrocharriage vers l'Est et se traduit par une forte linéation minérale à glaucophane et par des plis d'axe NE-SW. Au cours de cette dernière phase, la tectonique tangentielle, particulièrement développée, se traduit par un écaillage généralisé de la couverture sur le sommet des Dômes et sur le versant oriental du massif.

b-2) J.P. PLATT et G.S. LISTER (1978, 1985a et 1985b) étudient la partie est et sud-est du massif des Dômes dans le secteur du lac de l'Arpont et de la Dent Parrachée. L'inventaire des microstructures et leurs relations avec les événements métamorphiques conduit ces auteurs à proposer la chronologie suivante :

- **anté-D1** : cristallisation des paragenèses de haute pression à quartz, micas blancs, glaucophane, lawsonite $\pm$ jadéite.

- **D1** : déformation associée aux derniers stades du métamorphisme schistes bleus qui se traduit par des plis serrés, une schistosité régionale S1 et une linéation à glaucophane L1 de direction NW-SE. Les structures D1 sont probablement à relier à la formation des plis couchés majeurs et des chevauchements qui accompagnent la mise en place des nappes, comme celle de la Dent Parrachée.
- **D2** : plis post-nappes P2 d'orientation variable mais grossièrement E-W à schistosité de plan axial S2 plongeante vers le Sud. Cette phase s'effectue dans des conditions de pression plus faibles que dans D1.
- **inter D2-D3** : métamorphisme de type schistes verts caractérisé par la croissance de porphyroblastes d'albite et la rétomorphose des paragenèses antérieures en chlorite et épidote. Ce dernier correspondrait à l'événement thermique lépontin daté de 38 ± 2 Ma.
- **D3** : plis P3 d'axes NE-SW et schistosité S3 de plan axial affectant l'empilement des nappes avec des cisaillements locaux vers l'Est ou le Sud-Est. Cet événement correspond à la phase classique de rétrocharriage et transforme le massif de la Dent Parrachée en un vaste synclinal de nappes.
- **D4** : culmination de la Vanoise, suivant un axe N-S, qui associée à une fracturation provoque le redressement de la bordure ouest du massif de Vanoise méridionale.

b-3) B. BROUDOUX (1985) reconnaît, à partir de ses travaux sur la Vanoise septentrionale et sur la bordure nord de Vanoise méridionale, quatre grandes étapes, à savoir;

- **D0-préD1** (Eocène supérieur) : mise en place des nappes (Schistes lustrés, nappe des gypses et nappe de la Grande Motte) avec individualisation d'écailles chevauchantes dans la série briançonnaise du Vallaisonnay, mais sans déformation plicative associée.
- **D1** (Eocène élevé) : phase de plis isoclinaux couchés d'axe E-W à vergence localement sud (Grand Marchet) et sous-charriage (?) de la Vanoise méridionale sous la Vanoise septentrionale.
- **D2** (Oligocène moyen à supérieur) : rétrocharriage avec des plis synschisteux subméridiens déversés vers l'Est.
- **D3** (Miocène supérieur ?) : plissement d'axe NE-SW à vergence SE probablement accompagné d'une phase de déformation cassante montrant une direction de raccourcissement maximal N-S.

On voit qu'à travers les différentes études se dégage une histoire structurale cohérente en deux ou trois étapes principales dont la phase de rétrocharriage est la plus communément reconnue.

Cependant, à l'échelle microstructurale, deux de ces études menées sur des secteurs restreints de Vanoise méridionale (NW et SE) conduisent à des interprétations différentes de la linéation minérale à glaucophane de direction NW-SE. Pour les uns (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985a et b), il s'agit d'une structure précoce marquant la direction de déplacement des nappes. Pour les autres (B. GOFFE, 1975, 1977) elle est interprétée comme une linéation de glissement liée aux structures de rétrocharriage.

c) On peut, d'autre part, rappeler les conclusions du travail de thèse de R. MARION (1984) sur la région de Tignes et de Val d'Isère, où l'évolution structurale proposée est très différente de celle reconnue dans le massif de Vanoise méridionale. A partir de l'Eocène supérieur, R. MARION (1984) distingue quatre phases successives de déformation, à savoir :

- (a) une phase de chevauchements cisailants précoces provoquant la mise en place de la nappe des Schistes lustrés et l'écaillage de la bordure interne de la zone briançonnaise.
- (b) une phase de déformation des cisaillements précoces par un plissement de direction axiale E-W   WNW-ESE, donnant lieu à de vastes plis en fourreaux de nappes.
- (c) une phase de chevauchements cisailants tardifs à vergence externe (?) transportant l'édifice de nappes sur la zone briançonnaise externe.
- (d) une ultime phase de bombement (Miocène?) provoquant des ondulations à grand rayon de courbure.

Cette hypothèse faisant intervenir de vastes plis en fourreaux de nappes lors de la deuxième phase de déformation est, cependant, discutée par A.W.B. SIDDANS (1984) sur la base de mesures du taux de déformation finie réalisées dans ce secteur. Nous verrons (cf à C-III, d et annexe 8) que pour les mêmes raisons (valeurs de déformations finies relativement faibles) cette interprétation de la phase de plissement transverse ne semble pas pouvoir s'appliquer aux structures plicatives de grande ampleur reconnues dans notre secteur d'étude.

A - II : Méthodes et objectifs

A l'issue de cette revue bibliographique, il m'est apparu intéressant de réaliser une première synthèse structurale de ce massif, à travers l'analyse cartographique des grandes structures qui contrôlent son architecture. Dans un deuxième temps, une étude microtectonique (c'est à dire l'analyse des déformations à l'affleurement) est venue compléter cette première approche et m'a

permis; (1) de proposer une chronologie cohérente pour l'ensemble du massif en intégrant les particularités des différents secteurs précédemment cités, (2) de dresser une cartographie des éléments microstructuraux déjà reconnus dans ce massif, (3) de proposer quelques valeurs de déformation finie, mesurées dans les unités métasédimentaires (annexe 8).

a) Méthodes

D'une manière générale, le dénombrement des phases s'est effectué en considérant la géométrie des structures, de petite ou de grande échelle et en analysant leurs relations d'interférence. Cette méthode analytique m'a conduit à distinguer quatre phases de déformations notées de D1 à D4 que l'on peut regrouper en deux stades distincts de l'histoire tectonique. Le premier (procharriage, phases D1 et D2) est responsable des principales translations vers l'extérieur de la chaîne avec une composante de déplacement Nord à Nord-Ouest, le deuxième (rétrocharriage, phases D3 et D4) provoque, à l'inverse du précédent, le reflux des structures vers l'intérieur (Est à Sud-Est) de la chaîne.

D'autre part, comme il est de règle dans la déformation naturelle d'un ensemble géologique, l'empreinte des déformations alpines est *inhomogène* à l'échelle du massif et plus particulièrement pour les déformations récentes D3 et D4. Ce caractère a pour principale conséquence la préservation de secteurs peu défigurés par les phases récentes où l'analyse des déformations précoces peut être effectuée. L'étude successive de ces différents secteurs permet alors de reconnaître les caractères de chacune des phases. On adoptera donc dans l'étude qui suit le plan suivant (fig.40):

- (1) Le massif de la Dent Parrachée, structures et déformations des phases D1 à D3;
- (2) Le secteur du Mont Pelve - Plateau de la Réchasse, structures de phase D2 (ou D3);
- (3) Le chaînon du Roc de la Vallette, cisaillement de phase D3 et plissement D4;
- (4) Conclusion sur la structure du massif et importance du rétrochevauchement (D3) de la bordure ouest et nord du massif;
- (5) Synthèse tectonique et schéma tectogénétique de mise en place de la nappe de la Dent Parrachée.

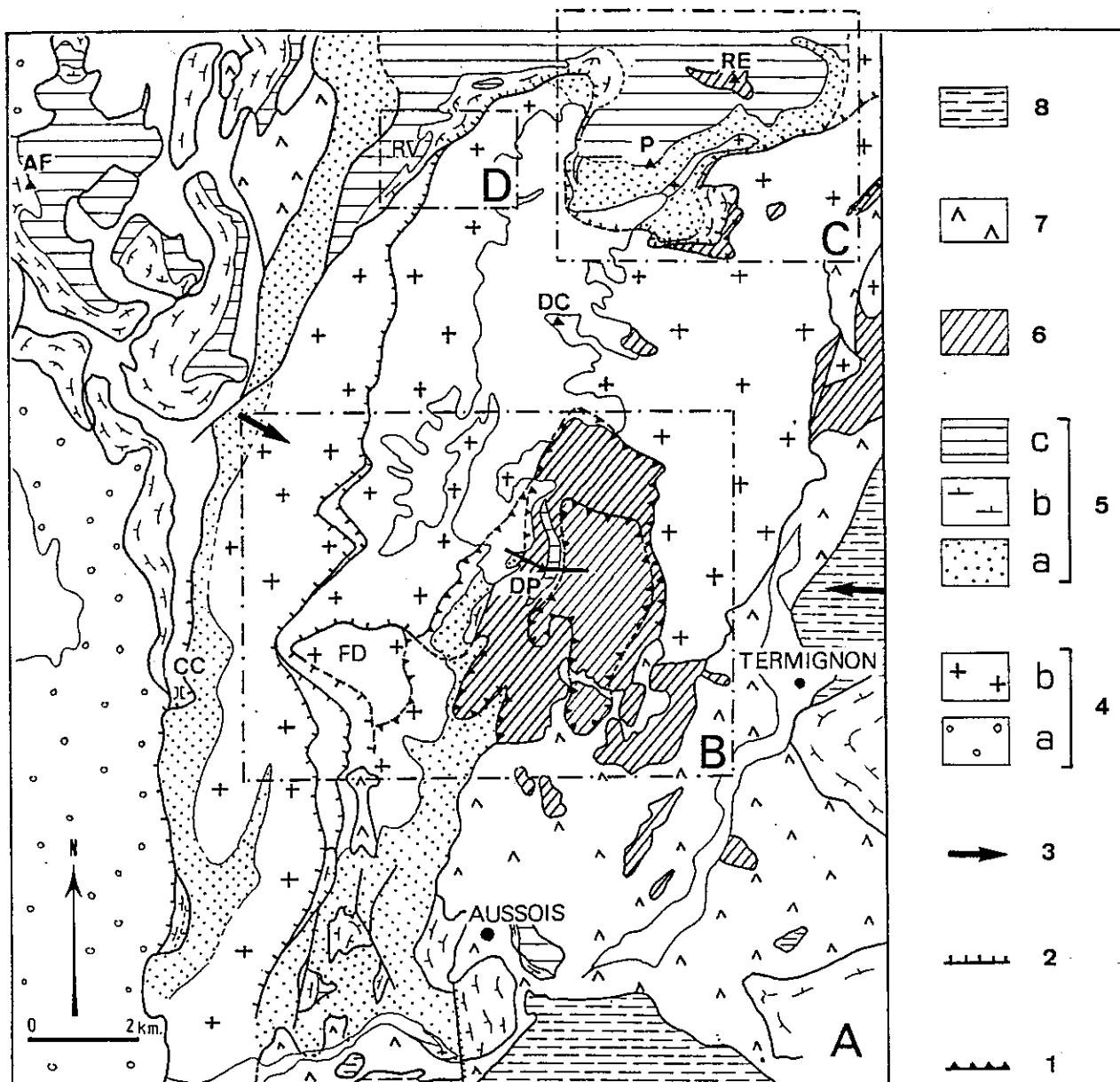


Fig. 40 : Localisation des secteurs détaillés dans l'étude structurale.

A, B, C et D renvoient aux paragraphes du présent chapitre.

A : Schéma structural d'ensemble du massif de Vanoise méridionale.

B : Secteur de la Dent Parrachée et du Fond d'Aussois.

C : Secteur du Mont Pelve - plateau de la Réchasse.

D : Secteur du Roc de la Vallette.

Localisation : AF, Aiguille du Fruit; RV, Roc de la Vallette; P, Mont Pelve; RE, Pointe de la Réchasse; DC, Dôme de Chasseforêt; DP, Dent Parrachée; FD, Fond d'Aussois; CC, Col de Chavière.

Légende : 1, contacts anormaux et chevauchements D1; 2, chevauchements D3; 3, localisation de la coupe de la figure 41; 4, socles paléozoïques; 4a, zone houillère; 4b, zone Vanoise-Mont Pourri; 5, couverture briançonnaise; 5a, Trias inférieur; 5b, Trias moyen; 5c, formations post-triasiques; 6, nappe de la Dent Parrachée (Trias sup. et Lias); 7, nappe des gypses; 8, nappe des Schistes lustrés.

D'autre part, l'étude structurale détaillée de certains secteurs (unités des Forts de l'Esseillon et écaillés mésozoïques de Sardières), actuellement isolés du contexte général sous l'important placage de cargneules de la vallée de l'Arc, n'a pas été réalisée. La position structurale de ces unités dans l'édifice de nappes est néanmoins précisée grâce à une cartographie détaillée et sera résumée dans la conclusion générale de cette étude (cf Chapitre IV, § A).

b) Conventions et notations

Les mesures s'effectuent en degrés. Les directions, par rapport au Nord, sont comptées de 0 à 180° dans le sens horaire (vers l'Est). Les pendages et plongements sont mesurés de 0° (horizontale) à 90° (verticale) et sont suivis de la direction dans laquelle se fait le plongement. Les plans (schistosités, stratifications et failles) sont définis par la direction de leur horizontale et leur pendage (ligne de plus grande pente). Les lignes (axes de plis, linéations d'intersection, linéations d'étirement et stries de glissement) sont repérées dans l'espace par leur direction et leur plongement dans le plan vertical contenant la ligne, éventuellement les linéations peuvent être repérées par leur pitch sur le plan porteur lorsque celui-ci est proche de la verticale.

Ces mesures sont visualisées par projection stéréographique méridienne de l'hémisphère *inférieur*, sur canevas de Wulff (projection conforme) ou sur canevas de Schmidt (projection équivalente). Pour ce faire, nous avons réalisé un canevas automatique dont les principes sont décrits en annexe 7. Les symboles et abréviations sont mentionnés en légende de chaque figure.

B - STRUCTURE DU MASSIF DE LA DENT PARRACHEE

B - I : Introduction

Le massif de la Dent Parrachée montre la superposition de plusieurs unités structurales indépendantes, parmi lesquelles on reconnaît de bas en haut (fig.40 et fig.41) :

- (1) *Le socle paléozoïque du massif de l'Arpont*, montrant les restes disloqués d'un pli couché majeur (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985a) dont le flanc inverse est surtout fait des métasédiments d'âge permien du Fond d'Aussois.
- (2) *La nappe de la Dent Parrachée*, constituée d'une série type Grande Motte, d'âge triasique supérieur (norien) à éocène, est subdivisée en deux écailles principales. La première (unité du Petit Mont - Dent Parrachée) repose au Nord sur le socle micaschisteux de l'Arpont alors qu'au Sud elle surmonte une écaille parautochtone de la série briançonnaise de la vallée de l'Arc (cf chap. II). La seconde (unité de Belle Place ou unité de Pas Rosset de J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b) repose sur la précédente par l'intermédiaire des cargneules des rochers de la Ferrière et du col de la Faculta.
- (3) *La "nappe des cargneules"* est formée d'une vaste étendue (une vingtaine de km² environ) de carbonates ruiniformes polygénétiques et vacuolaires à patine jaunâtre, pouvant atteindre localement une centaine de mètres d'épaisseur. Ces roches, dont une bonne part ont comme origine des phénomènes superficiels de resédimentation quaternaire, sont très difficilement analysables. Les blocs, décamétriques à hectométriques, inclus dans cette croûte calcaire sont, pour la plupart, des écailles tectoniques plus ou moins broyées et semblent, au même titre que ceux qui sont emballés dans la nappe des gypses, jalonner le contact de la nappe des Schistes lustrés. D'autre part, les contours cartographiques de ces "cargneules" montrent grâce à plusieurs chevrons topographiques que le contact de base de cette unité est toujours subparallèle à la pente topographique du versant. Manifestement, la formation de cette "croûte calcaire" est reliée aux circulations d'eaux très minéralisées issues de la dissolution et de l'érosion de la nappe des gypses susjacente. Cette croûte calcaire est, d'ailleurs, encore en liaison avec les gypses en plusieurs points situés sous la route d'Aussois à Sardières.

(4) Enfin, la nappe des Schistes lustrés constitue, au dessus de sa semelle évaporitique (nappe des gypses), l'unité structurale la plus élevée.

Les études structurales de J.P. PLATT et G.S. LISTER (1978, 1985a et 1985b) ont mis en évidence trois phases principales de déformation synschisteuse responsables de la structure de la nappe de la Dent Parrachée et de son substratum paléozoïque. Dans ce secteur, je me suis surtout attaché aux déformations superposées de l'édifice calcaire et plus particulièrement aux caractères de la déformation D1.

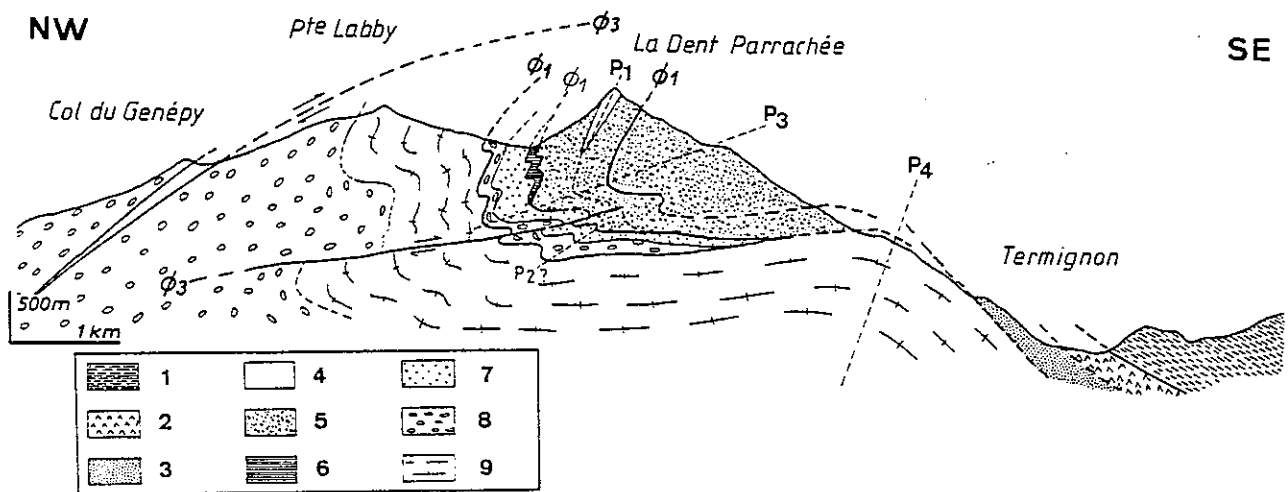


Fig.41 : Coupe synthétique du massif de la Dent Parrachée, d'après J.P. PLATT et G.S. LISTER (1985a), complétée vers l'Est.

Légende : 1, nappe des Schistes lustrés; 2, nappe des gypse; 3, croûte calcaire ("nappe des cargneules"); 4, Malm-Crétacé-Eocène; 5, Lias (4 et 5 : nappe de la Dent Parrachée); 6, Trias moyen; 7, Trias inférieur (6 et 7: série Briançonnaise parautochtone); 8, Permien et Permo-Trias; 9, micaschistes de l'Arpont.

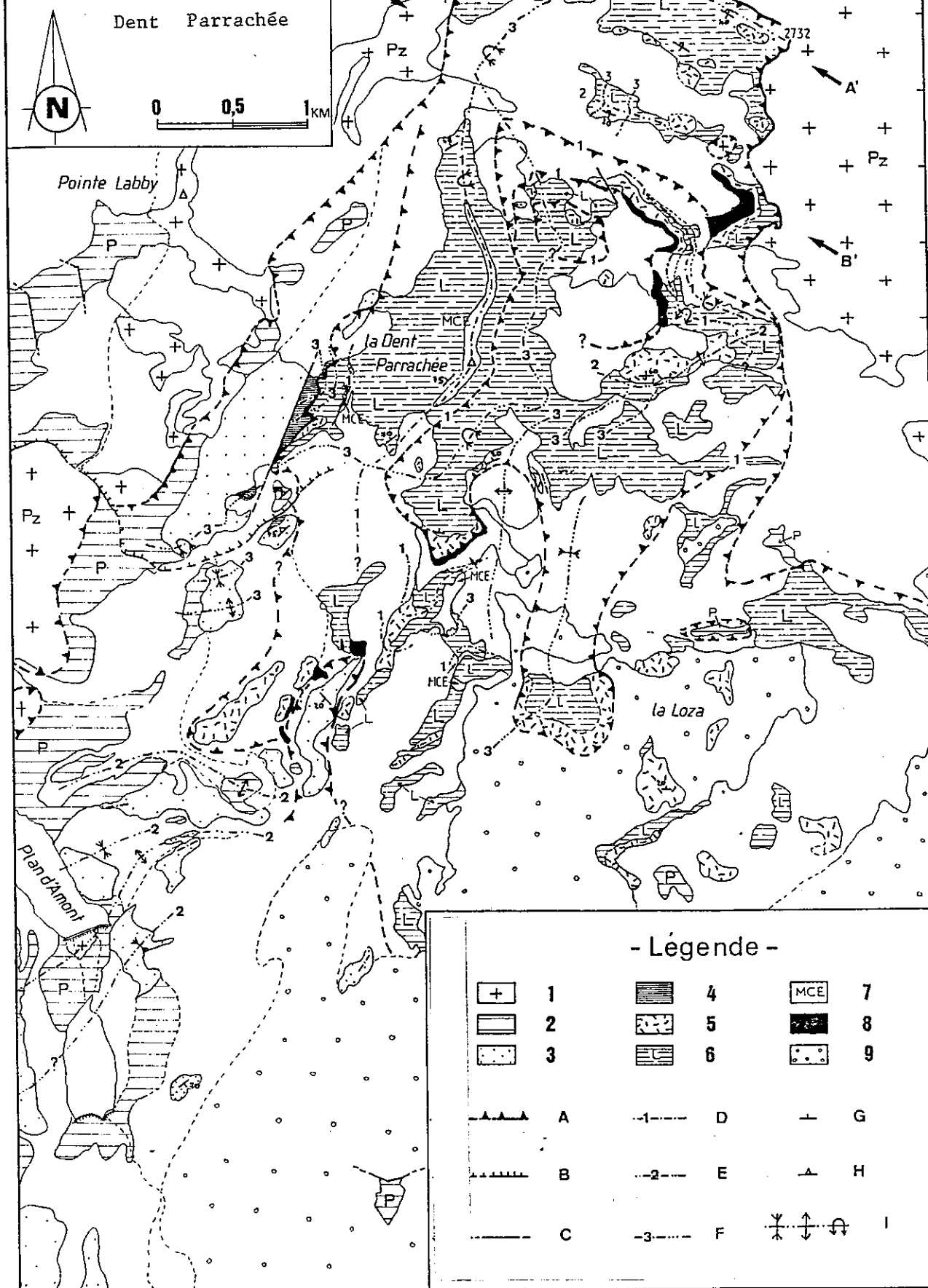
P : pli, Ø : chevauchement, 1, 2, ... numérotation des phases.

Fig.42: Schéma structural du massif de la Dent Parrachée, d'après J.P. PLATT et G.S. LISTER (1985b), modifié.

Légende : 1, micaschistes de l'Arpont; 2, Permien et Permo-Trias; 3, Trias inférieur; 4, Trias moyen; 5, Trias supérieur; 6, Lias; 7, Malm-Crétacé-Eocène; 8, cargneules; 9, "Croûte calcaire".

A, chevauchements D1; B, chevauchements D3; C, failles subverticales récentes (D4 ou D5?); D, plis P1; E, plis P2; F, plis P3; G, schistosité S1 (parallèle à la stratification); H, schistosité S3; I, synforme, antiforme, pli couché.

Fig. 42: Schéma structural
du massif de la
Dent Parrachée



B - II : Les déformations - mise en évidence - géométrie

L'analyse structurale que j'ai effectuée confirme l'existence de trois phases de plissement dans l'unité de la Dent Parrachée et dans la couverture parautochtone briançonnaise. La géométrie et le caractère des grandes et des petites structures reconnues dans ce secteur sont en tout point comparables à celles décrites par J.P. PLATT et G.S. LISTER (1985b). Cependant, de nouvelles observations permettent de compléter quelques points de détail.

a) Les structures précoces - phase D1

On regroupe ici un certain nombre de structures, manifestement antérieures à la phase de plissement transverse (phase D2), de direction axiale N90 à N120.

a-1) Structures majeures

La structure d'échelle cartographique la plus précoce est l'empilement des différentes unités en écaillés initialement subhorizontales (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b). Le panorama du versant nord de la Dent Parrachée permet de distinguer quatre écaillés de dimensions variables (notées U1 à U4, fig.43a) dont les deux principales, l'unité du Petit Mont - Dent Parrachée (Unité 1 de la fig.43a) et l'unité de Belle Place (Unité 2 de la fig.43a) sont constituées d'un pli couché majeur responsable des inversions de la polarité stratigraphique.

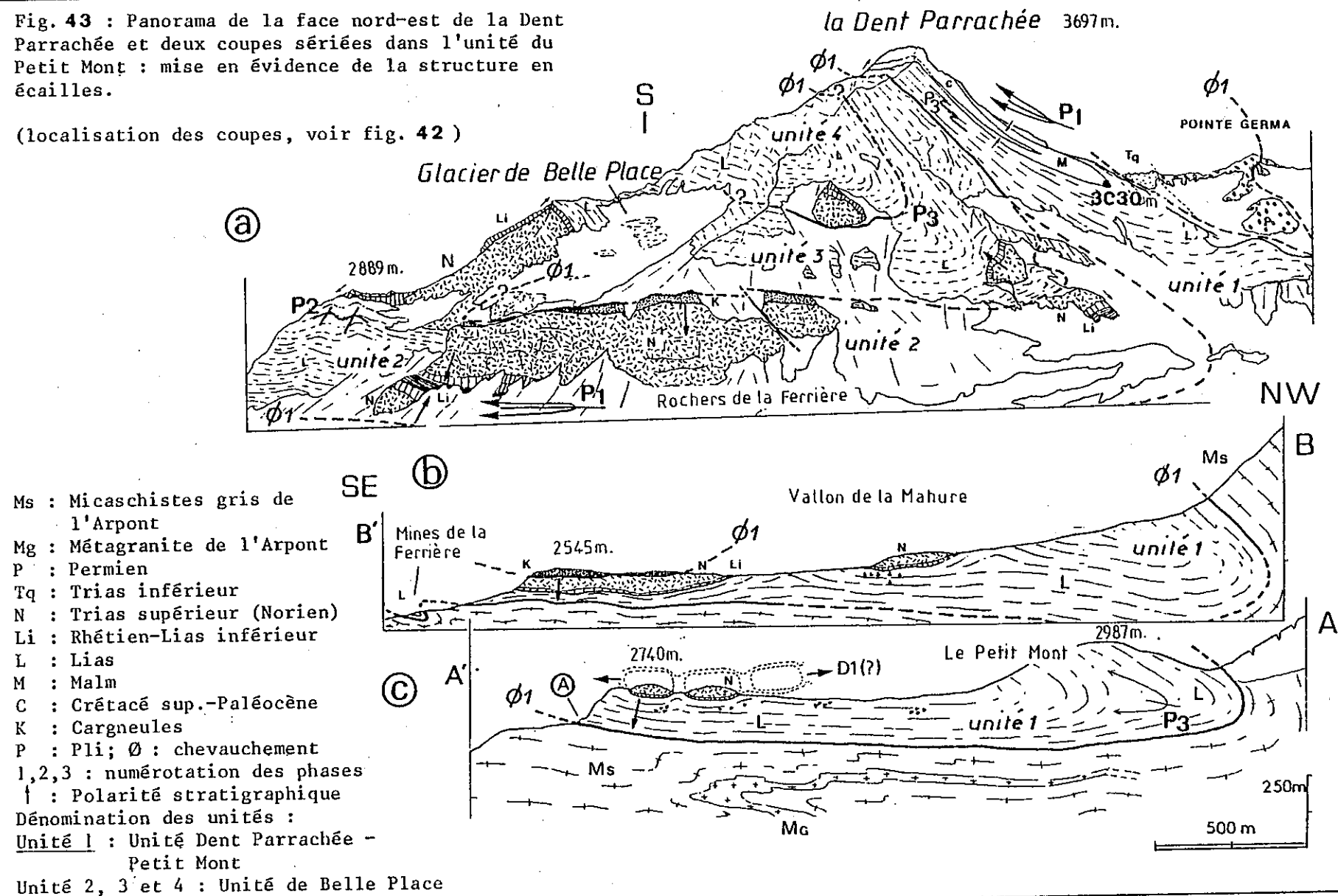
1) Structure en écaillés et nature des contacts

Le contact entre les différentes unités est visible en plusieurs points et les roches qui le jalone sont de composition pétrographique est variable suivant la nature des unités en présence, à savoir :

- (1) Le contact *unité du Petit Mont - Dent Parrachée / socle de l'Arpont* se fait par un niveau métrique à plurimétrique de calc-mylonites dans lesquelles s'intercalent de fins niveaux de micaschistes à glaucophane du socle. Ce contact est visible au Sud-Est du point coté 2730 m sur l'échine séparant le vallon de la Mahure et le lac de l'Arpont (localisation A de la fig.43c). A l'affleurement on y relève une intense schistosité planaire soulignée par les lits de phyllites orientées. Cette schistosité porte une forte linéation d'étirement, d'orientation N120 à N145, marquée par les fibres de calcite étirées et par l'orientation parallèle des baguettes d'amphiboles bleues. De plus (fig.44), cette schistosité est replissée par deux

Fig. 43 : Panorama de la face nord-est de la Dent Parrachée et deux coupes sériées dans l'unité du Petit Mont : mise en évidence de la structure en écaillés.

(localisation des coupes, voir fig. 42)



générations de linéation de crénulation montrant le caractère précoce (D1) du contact. Localement (mines de la Ferrière), le contact Dent Parrachée / Arpont peut se faire par l'intermédiaire d'une minéralisation à quartz, oligiste et albite, ici manifestement replissée par D2 (cf §B-II,b-2).

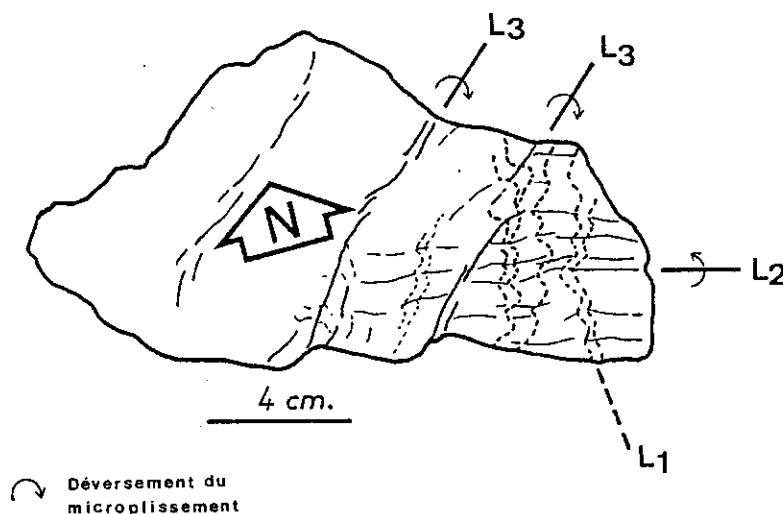


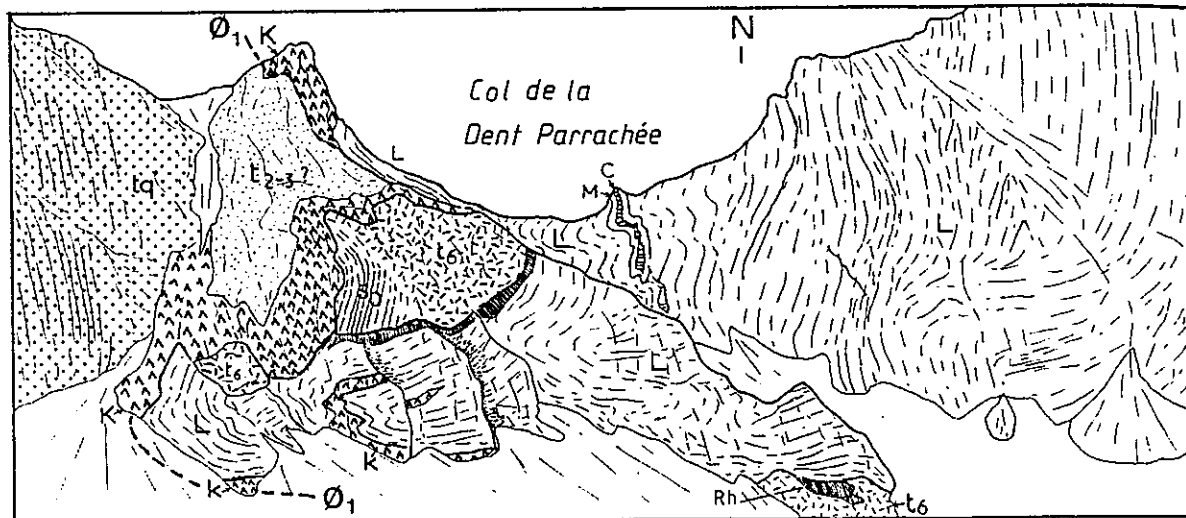
Fig.44 : Détail d'un échantillon du contact unité Dent Parrachée-Petit Mont / socle de l'Arpont.

Localisation : Versant SE du point coté 2740m. au Sud du lac de l'Arpont (point A de la figure 43c). La roche est une mylonite calcaire à enduit phylliteux centimétriques, on reconnaît sur la schistosité principale; (1) une linéation minérale à glaucophane (crossite) N120-05NE (L1), (2) une linéation de crénulation (L2) dense N100, (3) une deuxième linéation de crénulation plus lâche N30 à N50 (L3).

(2) *Au sein de la nappe de la Dent Parrachée*, les contacts des écaïles sont généralement soulignés par une épaisse couche de cargneules (col de la Faculta, rochers de la Ferrière) (fig.45b). La présence de ces cargneules exclusivement au sein de l'édifice calcaire d'une part, et leur relation systématique avec les affleurements du Trias supérieur (Norien) d'autre part, confirment l'existence, dans la série stratigraphique, de niveaux d'évaporites (carniens probablement) responsables du décollement et de la formation des cargneules. En ce qui concerne la nappe de la Dent Parrachée, on doit donc admettre une origine locale des évaporites dont les cargneules sont actuellement les témoins. De par la présence de ces cargneules, les contacts restent difficilement analysables, mais ces roches confirment le repos tectonique de la Dent Parrachée sur l'écaïlle parautochtone de série briançonnaise de l'arête de l'Eché (versant nord-ouest du vallon de la Fournache) (fig.45a).

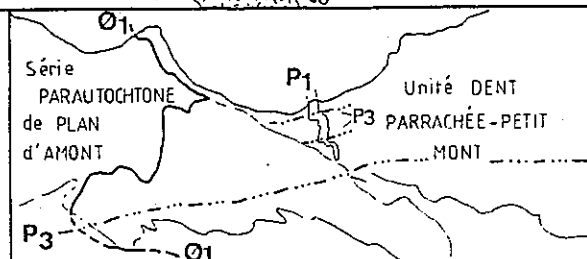
Fig. 45 : Nature et géométrie des contacts d'écaillés de la nappe de la Dent Parrachée

Légende : tq, quartzites du Trias inférieur; t2-3, Trias calcaréo-dolomitique (Anisien probable); t6, Norien; Rh, Lias inf.-Rhétien; L, Lias; M, Malm; C, Crétacé supérieur-Paléocène; es, schistes noirs éocènes; k, cargneules; , chevauchements; P, plis; 1 et 3, numérotation des phases.



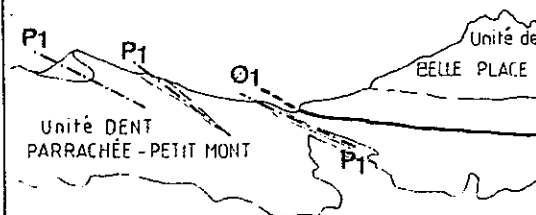
a : Panorama du versant sud du col de la Dent Parrachée vu du vallon de la Fournache.

Noter le boudinage des dolomies du Norien dû en partie à l'étirement D1 et à la reprise en plissement par D3.



b : Panorama du versant E-SE du col de la Faculta vu de la combe de Bonnenuit.

Noter l'important développement des cargneules jalonnant le contact.



- (3) Dans la série siliceuse du Plan d'Amont, la tectonique tangentielle de phase D1 se traduit essentiellement par le décollement de la série dans les schistes quartzeux et phengitiques du Permo-Trias (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b) et par la création d'écaillés de ces schistes ou de quartzites triasiques intercalées dans les calcaires, à la base de l'édifice charrié (versant est et sud du massif, combe de Bonnenuit, gorges du ruisseau de St Pierre et arête SW de la Pte de Bellecôte) (fig.42). Il est intéressant de noter que ce niveau à très faible compétence a dû jouer un rôle important dans la mise en place d'une partie de la nappe de la Dent Parrachée directement sur le socle de l'Arpont, en favorisant le décollement de la série siliceuse.

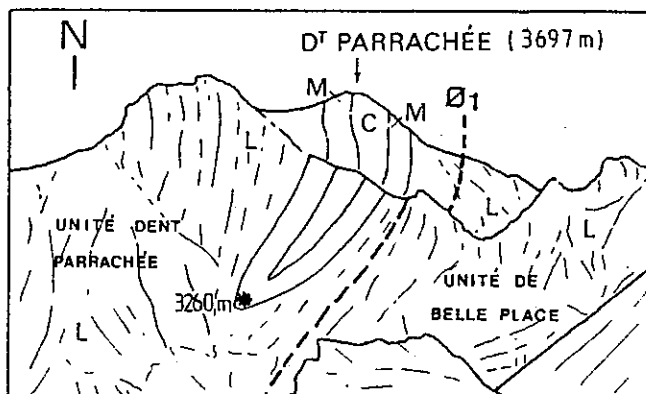
2) Les plis P1 d'échelle cartographique

De par leur style, deux plis d'échelle hectométrique et kilométrique ne peuvent être attribués qu'à D1, malgré l'absence de figures d'interférence avec la phase de plissement D2. Il s'agit du pli des rochers de la Ferrière et du synclinal sommital de la Dent Parrachée (fig.42 et fig.43). Ils provoquent le redoublement de la série stratigraphique et structurent les deux principales écaillés de la Dent Parrachée en vastes synclinaux isoclinaux dont les plans axiaux sont matérialisés par la schistosité S1 (cf infra). Le contact entre ces deux unités était peut-être à l'origine une fermeture anticlinale faillée (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b), mais il ne reste aucune trace de cette structure. Pour des raisons d'accessibilité (affleurement en falaise délitée), les charnières de ces plis n'ont pu être mesurées directement. Néanmoins, il est possible par construction géométrique, après effacement de la déformation D3 (rétrocharriage) et en supposant que l'axe du pli est rectiligne, d'estimer la direction axiale originelle du pli sommital de la Dent Parrachée au environ de $N50 \pm 10^\circ$ (fig.46).

Type de plissement (fig.47) :

La forme du pli P1 de la Dent Parrachée a été étudiée grâce à la méthode des épaisseurs orthogonales de J.G. RAMSAY (1967) (voir résumé de la méthode en annexe 6). Les courbes obtenues, à partir d'une photo de ce pli sur le versant nord (fig.43a), indiquent un plissement de type concentrique aplati (classe 1C) très proche du plissement semblable (classe 2), avec des isogones de pendage faiblement convergents. On constate, d'autre part, une très forte symétrie des deux flancs de ce pli.

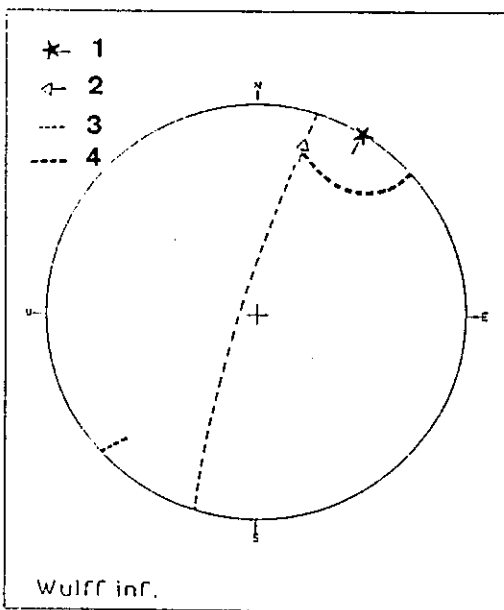
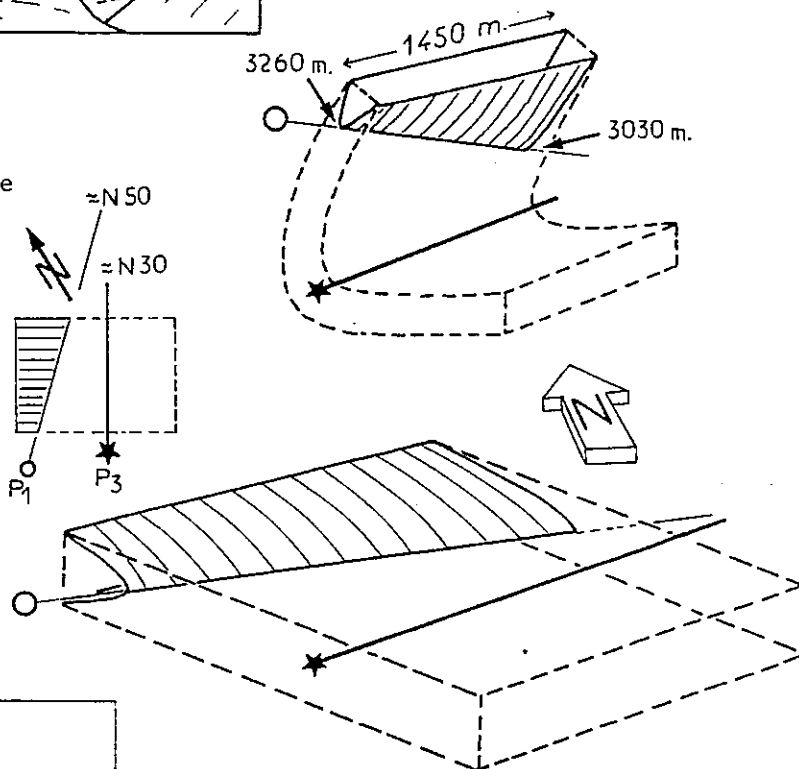
Fig 46 : Restauration de la direction originelle de l'axe du pli P1 du sommet de la Dent Parrachée après effacement de la phase D3.



a : estimation de l'altitude de la charnière sur le versant sud de la Dent Parrachée (3260m, mesurés au clisimètre à ± 20 m). En face nord, la charnière a été touchée à l'altitude 3030m, voir fig. 43 a.

b : relation géométrique entre axe du pli P1, axe du pli P3 et flanc inverse du synforme majeur P3.

Le plongement de l'axe du pli P1 porté par le flanc inverse du pli majeur P3 a été calculé par la trigonométrie et estimé à 9° .



C : canevas

Légende : 1, axe du pli majeur P3 (N30); 2, axe du pli P1 actuel N15-09N (valeur estimée); 3, trace du flanc inverse du synforme majeur P3 portant l'axe du pli P1; 4, position de l'axe du pli P1 par rotation autour d'un axe N30.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 45 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

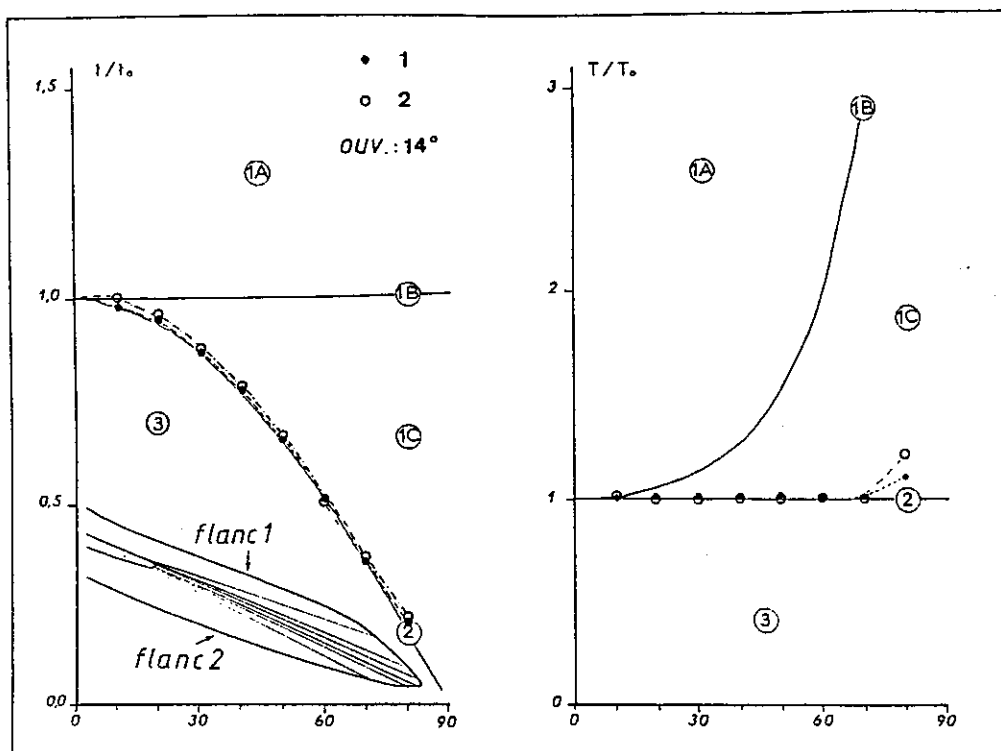
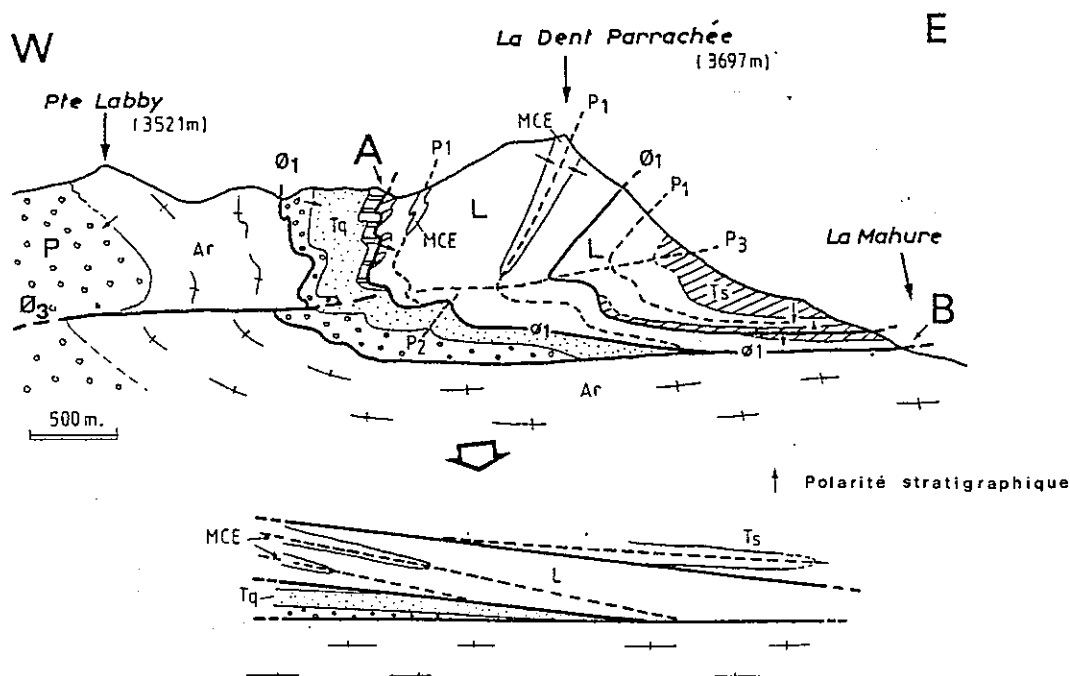


Fig. 47: Allure des isogones de pendages du pli sommital de la Dent Parrachée et courbes t/t_0 et T/T_0 correspondantes; 1, symbole pour les mesures du flanc supérieur (série inverse); 2, symbole pour les mesures du flanc inférieur. Pour la signification des paramètres t_0 , T_0 , t et T voir annexe 6.

Fig. 48: Coupe synthétique de la Dent Parrachée (d'après J.P. PLATT et G.S. LISTER 1985a) et schéma montrant les relations entre les plans axiaux des plis P1 et les surfaces de contacts des écaillés (après annulation des phases 2 et 3)



Le mécanisme invoqué (L.U. de SITTER, 1958 et J.G. RAMSAY, 1967) pour la formation de tels plis est celui d'une flexion et d'un aplatissement, ici particulièrement intense puisque la valeur apparente du rapport λ_2/λ_1 (annexe 6) serait comprise entre 0,1 et 0,2 (dans le plan perpendiculaire à l'axe du pli déformé). Cependant, on ne sait s'il faut interpréter ce type de pli comme le résultat d'un aplatissement uniquement au cours de D1 ou si l'on a l'effet du cumul de plusieurs déformations.

3) Géométrie des structures

La géométrie des structures de phase D1 montre donc un dispositif en écailles de vaste extension horizontale dont les deux plus grandes sont formées d'un synclinal isoclinal majeur. Cartographiquement les plans axiaux de ces plis sont sécants sur les surfaces de cisaillement qui limitent l'échelle (fig.48). Ainsi, à l'Ouest et au Sud-Ouest, les termes triasiques (Norien) de la nappe reposent en série normale sur l'échelle parautochtone de série briançonnaise externe de l'arête de l'Eché (point A de la figure 48), alors qu'au Nord et à l'Est, le flanc normal est absent, et le Lias calcaire repose en série inverse sur le socle micaschisteux de l'Arpont (point B de la figure 48). Un dispositif de ce type suggère qu'il s'est produit, pendant ou après le plissement P1, un déplacement significatif, avec troncature des plis.

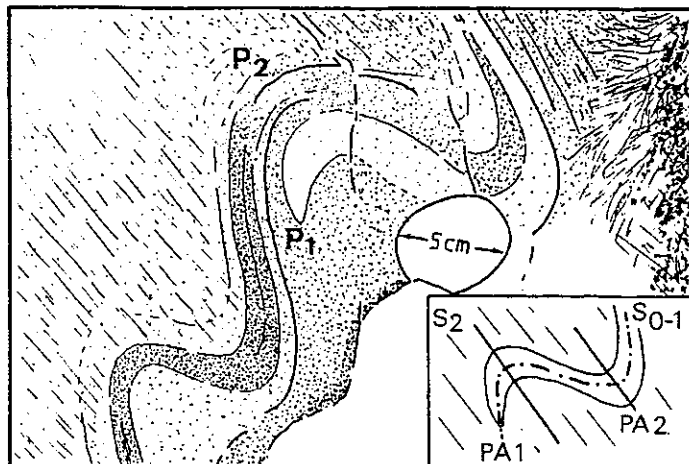
a-2) Structures mineures

A l'affleurement, la phase D1 se caractérise par des plis isoclinaux serrés (fig.49) et par une schistosité S1 d'ampleur régionale, toujours subparallèle au litage stratigraphique. La schistosité, dans le Lias, est en partie définie par les lits de silice orientés mais aussi, dans les horizons calcaires, par une schistosité de type dissolution sous pression ("pressure solution", concentration de matériel carbonneux insoluble) (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b). Cette schistosité supporte une forte linéation d'étirement L1 de direction moyenne N120 à N130 actuelle, mais qui, reprise par un plissement P2 de même direction (N90 à N120), n'a pas subi de réorientation notable (fig.50). A l'affleurement, la schistosité S1 (et linéation d'étirement L1) est clairement replissée par cette seconde phase de plissement (D2) de direction axiale N90 à N120.

Dans les calcaires liasiques, l'étirement pénétratif lié à D1 se reconnaît sous la forme d'ombres de pression autour de grains de pyrite anté-tectoniques, par l'allongement des clastes dolomitiques (microbrèches de la base du Lias) et par le boudinage de nodules calcaires présentant un important contraste de compétence avec l'encaissant de calcaires à zones siliceuses (cf planche I photo 3).

Fig. 49 : Le plissement mésoscopique de phase D1 :

aspects chronologiques



a : Reprise d'un pli P1 isoclinal par la phase D2 (orientation des plis P2 = N110), dans les calcaires siliceux du Lias du Petit Mont (SE du point coté 2987m.).

b : Figures d'interférence des trois phases de pli.
D'après photo, in J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b)

P1 : plis isoclinaux à flancs étirés;

P2 : plis à plan axial vertical;

P3 : crénulation à plan axial faiblement incliné.

Même localisation que a, les axes de pli ne sont pas mesurables.

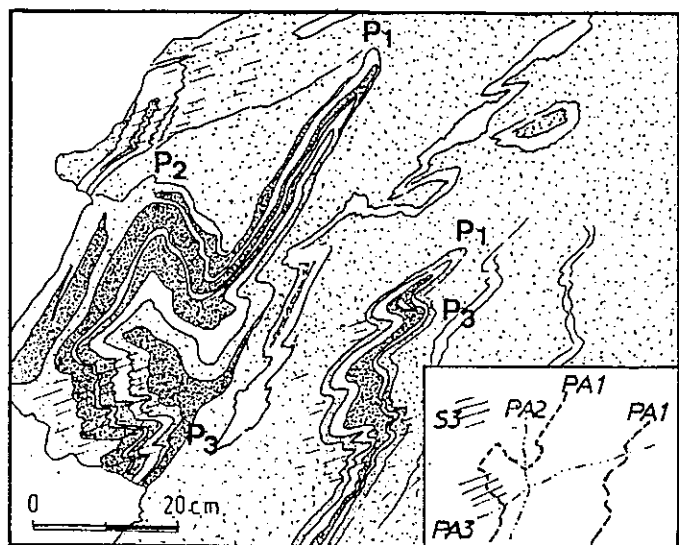
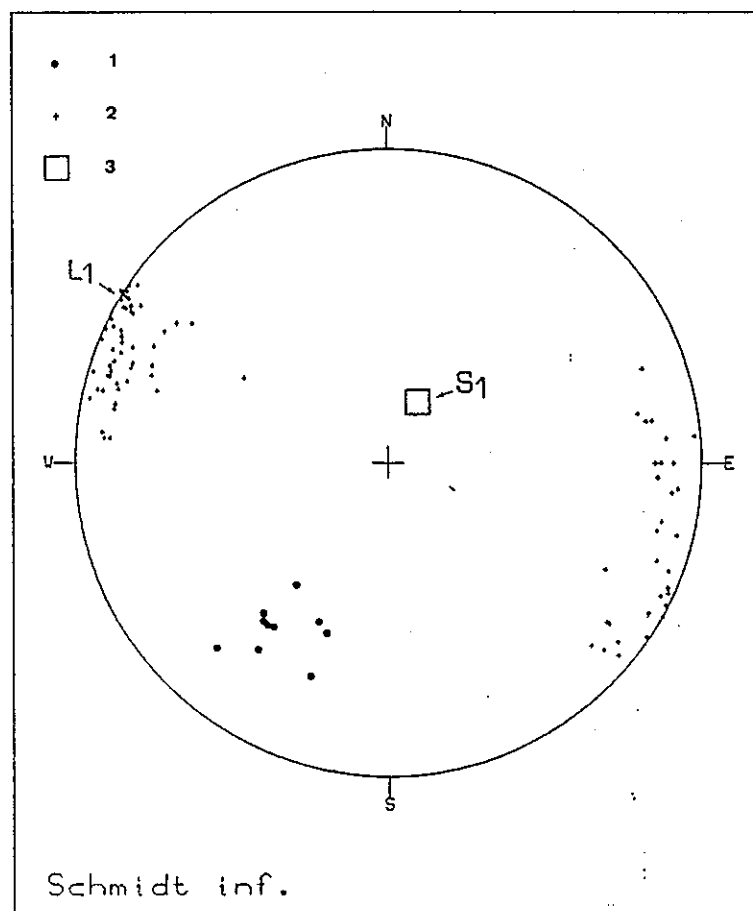
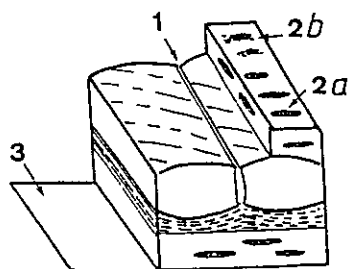


Fig. 50: Orientation des principales mésostructures de phase D1
dans les calcaires liasiques du Petit Mont



Légende : 1, axe de boudins (10 valeurs);
2, linéation d'étirement L1 (87 valeurs, prin-
cipalement ombres de pression (2a) et allonge-
ments des microbrèches dolomitiques (2b);
3, schistosité S1 (moyenne de 72 valeurs).



C'est sans doute à l'éirement D1 que l'on doit le boudinage (pluri-décamétrique) des dolomies triasiques visible dans le secteur du Petit Mont (fig.43) ou à la base de la nappe, au SW du col de la Dent Parrachée (fig.45a). On note également dans les calcaires du Lias inférieur (vallon de la Mahure) ou dans les marbres chloriteux (col de la Faculta) une rare linéation minérale marquée par la glaucophane et ses produits de rétro-morphose. Cependant, à la différence des linéations à glaucophane du socle (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985a et b), je n'ai pas pu l'attribuer sans équivoque à la phase D1 (transposition de plusieurs schistosités sur le plan porteur).

Dans les quartzites de l'unité parautochtone de série briançonnaise (secteur de Plan d'Amont), la déformation D1 se traduit par le débit des bancs en boudins métriques et par l'orientation parallèle de lentilles ankéritiques et gréseuses visibles sur la stratification. Localement, de minces interbancs plus ductiles (sans doute légèrement pélitiques) et de teinte verdâtre présentent la superposition de plusieurs schistosités dont l'une, subparallèle à la stratification, correspond à la S1. Ces microstructures montrent que ces lithologies très compétentes ont subi une déformation interne beaucoup plus importante que ne le suggère la schistosité peu développée. Le mécanisme de déformation dominant est, semble-t-il, un glissement couche-sur-couche conduisant (1) à un boudinage (déformation discontinue) des bancs de quartzites et (2) à un cisaillement synschisteux (déformation continue) des interbancs pélitiques (P. TRICART, 1980).

En conclusion, l'éirement D1 de direction NW-SE, visible dans les calcaires du Lias ou dans les quartzites du Trias inférieur, pourrait indiquer, au même titre que la linéation à glaucophane du socle (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985a et b) de même orientation, la direction de transport durant cette phase 1.

a-3) Vergence de la phase D1

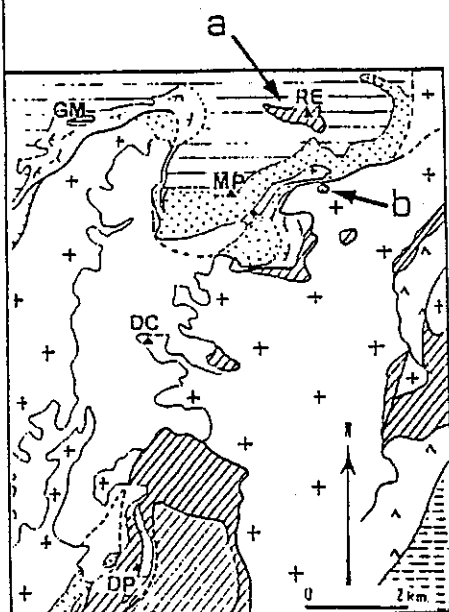
En ce qui concerne les plis, l'absence de déversement significatif des plis de grande taille d'une part, et les réorientations successives des microplis au cours de D2 et D3 d'autre part, rendent difficile l'analyse de la vergence de la phase D1.

Pour ce qui est des contacts de nappes, J.P. PLATT et G.S. LISTER (1985a et b) ont proposé à partir de l'analyse cartographique des cisaillements D1 à l'intérieur du socle de l'Arpont (secteur du lac de l'Arpont) une direction de transport vers le N-NW. Au sein de la couverture allochtone, on peut localement observer (fig.51a et b) des critères microstructuraux de cisaillement confirmant cette hypothèse. On note cependant que ces indices sont extrêmement rares et toujours limités aux seules zones de contact limitant les écailles.

Fig 51 : Critères de cisaillement D1 dans la couverture charriée de Vanoise méridionale

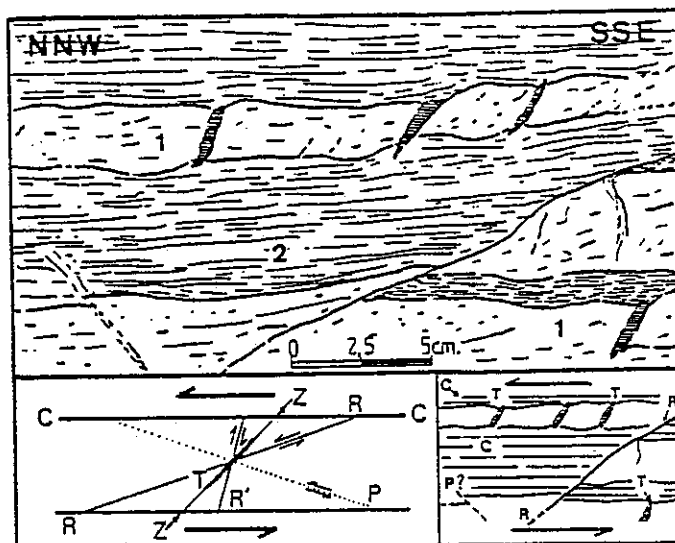
a : système de cisaillement fragile dans les calcaires et les dolomies trias supérieur (Carnien ou Rhétien ?) de la klippe de la pointe de la Réchasse.

Légende : 1, dolomie grise litée; 2, calcaire noir phylliteux



b : rotation des éléments de la brèche liasique, secteur NE du plateau du Pelve, en série inverse directement sur le socle de l'Arpont.

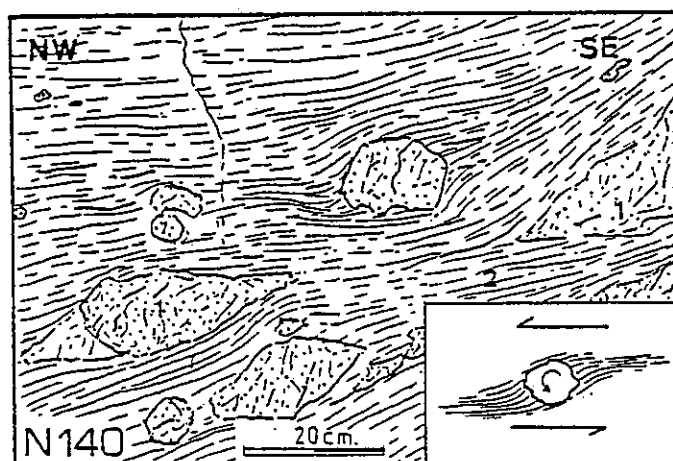
Légende : 1, éléments dolomitiques à faciès norien; 2, calcaires siliceux liasiques.



En cartouche : anatomie d'une zone de cisaillement d'après P. VIALON et al, 1976; C, plan de cisaillement; T, fente de tension; R et R', système conjugué de riedel; P, système symétrique de R; Z, axe de raccourcissement maximal.

- LOCALISATION -

GM : Grand Marchet,
RE : Pointe de la Réchasse,
MP : Mont Pelve,
DC : Dôme de Chasseforêt,
DP : Dent Parrachée.



a-4) Le caractère de la déformation D1 à l'intérieur des écailles de la Dent Parrachée

Si, comme on vient de le voir, on peut reconnaître des critères de cisaillement dans les zones de contact entre les écailles, il n'en est pas de même à l'intérieur des unités. En effet, l'étirement et le boudinage des éléments dolomitiques et des nodules calcaires du Lias provoque, en raison des contrastes de compétence, une déflexion nette de la schistosité S1. Mais, en dehors des zones de contact entre les écailles, ces structures ne montrent pas, le plus souvent, de signes évidents de rotation, aussi bien à l'affleurement qu'en lames minces (Planche I, photos 1 et 2). Le caractère non rotationnel de la déformation D1 pourrait être confirmé par l'existence, à l'intérieur des éléments compétents, de rares fentes de tension perpendiculaires à S1 (Planche I, photo 3) ce qui est peu compatible avec un régime de cisaillement simple ("simple shear").

D'autre part, dans le plan de schistosité S1, les niveaux siliceux continus du Lias peuvent présenter des structures de boudinage en "tablettes de chocolat" (J.G. RAMSAY, 1967, J.G. RAMSAY et M.I. HUBER, 1983 et A. NICOLAS, 1984) qui laissent supposer que cette déformation s'est effectuée dans le domaine de l'aplatissement (Planche I, photos 4 et 5). Une déformation de type aplatissement coaxial paraît d'ailleurs cohérente avec l'allure des plis P1 dont les flancs visiblement aplatis (cf §B-II, a-1) présentent toujours une forte symétrie et n'indiquent pas de déversement significatif. Cependant, la rétomorphose et la recristallisation postérieures des fibres minérales syntectoniques remplissant les fentes de tension et les inter-boudins, ne permettent pas de reconnaître si cette déformation a été principalement coaxiale, ou si seulement certains de ses incréments en ont le caractère.

a-5) Conclusion

La phase D1, pénétrative à l'échelle du massif, structure la nappe de la Dent Parrachée en vastes écailles constituées, pour les deux principales, par un synclinal isoclinal majeur. Ces structures sont sans doute contemporaines des grands mouvements qui ont abouti à la mise en place des nappes vers le Nord-Ouest. On constate cependant, (1) que la géométrie de la nappe de la Dent Parrachée n'est pas celle d'une simple nappe de type pli couché, puisque les plans axiaux des plis P1 sont sécants sur les surfaces de contacts qui limitent les écailles, (2) qu'une partie au moins de la déformation a probablement été de type aplatissement coaxial et donc peu compatible avec le régime de cisaillement simple généralement invoqué pour la mise en place des nappes (P. TRICART, 1980).

On peut supposer qu'au cours de cette déformation D1 deux régimes différents de déformation se sont succédés, d'une part une déformation de type aplatissement coaxial ("pure shear"), d'autre part une déformation de type cisaillement simple ("simple shear") affectant uniquement les surfaces de cisaillement limitant les écailles. Aucun élément ne permet actuellement de déterminer la chronologie relative de ces deux événements.

b) La phase de plissement transverse - phase D2

Le deuxième groupe de structures visibles dans le massif de la Dent Parrachée correspond à un plissement de direction axiale variable, grossièrement est-ouest et déversé vers le Nord.

Cette phase de déformation post-nappe est principalement développée dans la partie sud de la Dent Parrachée (Vallon de la Fournache, Plan d'Amont) où elle se traduit par des plis d'échelle kilométrique déjà observés par J.P. PLATT et G.S. LISTER (1985b).

b-1) Structures majeures

(1) Au Sud de la Dent Parrachée

Les plis kilométriques de phase D2 montrent une géométrie distincte, avec des synclinaux larges séparés par des anticlinaux pincés (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b) et replissent clairement les contacts entre la nappe de la Dent Parrachée et la série parautochtone. A l'affleurement, ils provoquent le redressement de la schistosité S_{0-1} et des structures d'étirement visibles dans les quartzites du Trias inférieur (cf §B-II, a-2).

(2) Au Nord de la Dent Parrachée

Seul le secteur du col Demi-lune (arête est de la Dent Parrachée) montre les restes d'un vaste pli antiforme de direction axiale N80 environ (dont le flanc nord est constitué par les dolomies noriennes et les calcaires du Lias inférieur, renversés lors de la phase D1) et qui supporte le glacier de Belle Place.

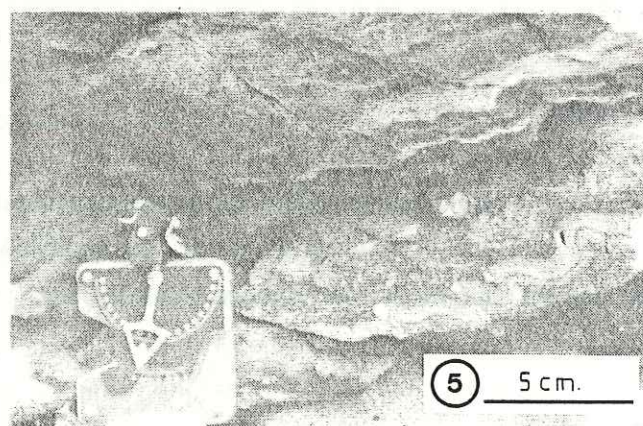
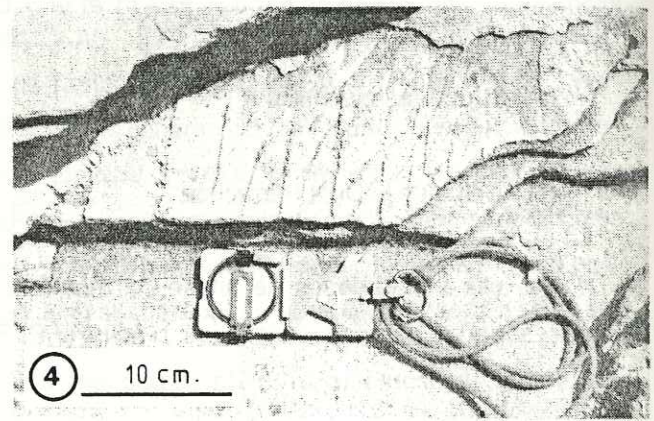
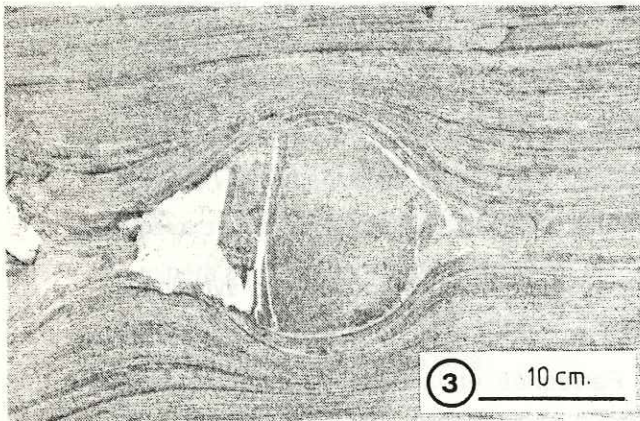
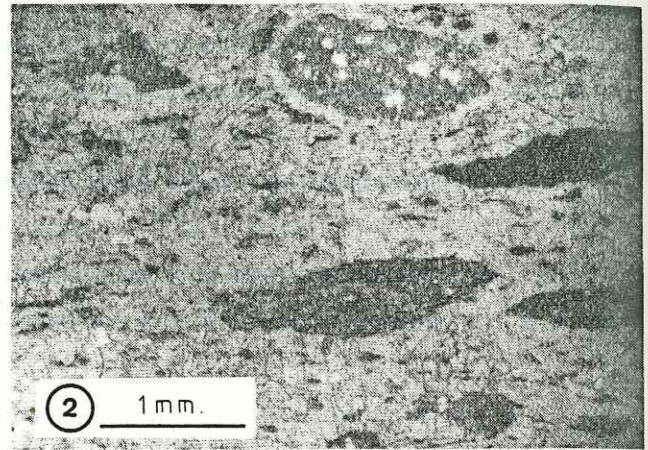
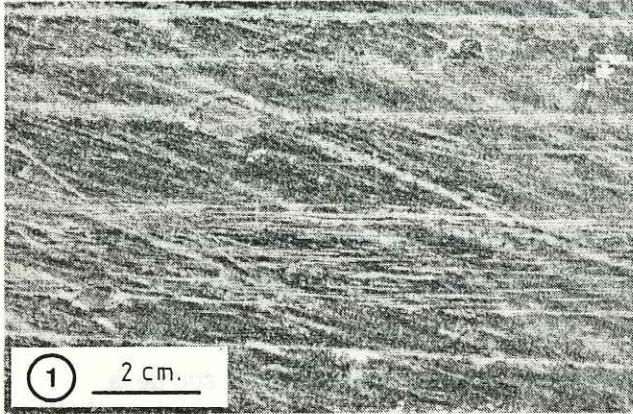


PLANCHE 1

(Localisation : secteur du Petit Mont)

Photo 1 : Calcaires liasiques à micro-brèches dolomitiques, plan parallèle à la linéation d'étirement L1, la S1 est horizontale. Noter l'absence apparente de rotation des clastes dolomitiques. (En diagonale: stries glaciaires).

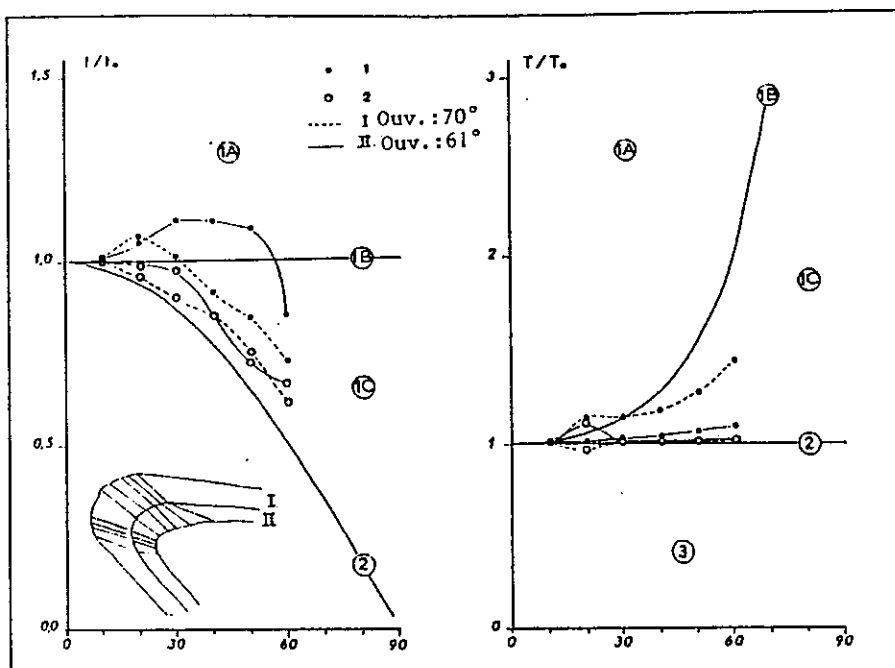
Photo 2 : idem (1) en lame mince taillée parallèlement à L1 et perpendiculaire à S1.

Photo 3 : Calcaires siliceux liasiques à nodules calcaires boudinés, même orientation que (1) et (2). Noter la forte déflexion de la schistosité S1 et les fentes de tension perpendiculaires à cette schistosité.

Photo 4 : Boudinage en "tablette de chocolat" des niveaux siliceux continus et épais du Lias calcaire, photo dans le plan de la S1.

Photo 5 : Même structure qu'en (4), mais reprise par le plissement D2, photo perpendiculaire à S1 et normale aux axes de plis P2.

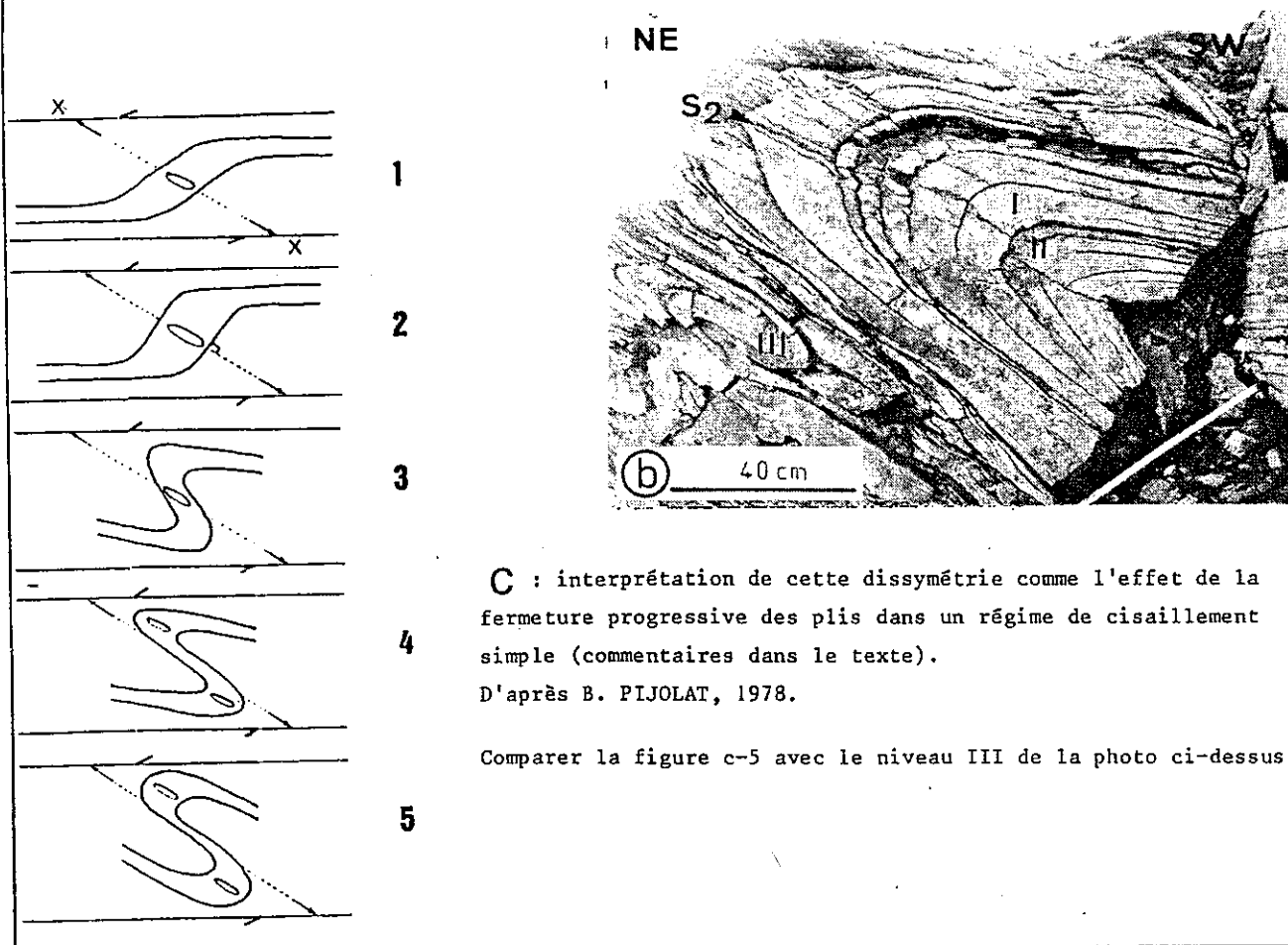
Fig. 52 : Analyse de la forme des plis P2 par la méthode des épaisseurs orthogonales de J.G. RAMSAY (1967).



a : allure des isogones de pendage et courbes t/t_0 et T/T_0 correspondant aux niveaux I et II de la photo b; 1, symbole pour les mesures de flanc supérieur; 2, idem pour le flanc inférieur. Mise en évidence de la dissymétrie des deux flancs des plis.

1A : plis concentriques à flancs épaissis
1B : plis concentriques parfaits
1C : plis concentriques à flancs aplatis
2 : plis semblables
3 : plis semblables à flancs aplatis

b : plis P2 métriques dans les calcaires du Lias du Petit Mont (analysés par la méthode des épaisseurs orthogonales. Niveaux I et II, voir a; niveau III voir annexe 6.6)



C : interprétation de cette dissymétrie comme l'effet de la fermeture progressive des plis dans un régime de cisaillement simple (commentaires dans le texte).

D'après B. PIJOLAT, 1978.

Comparer la figure c-5 avec le niveau III de la photo ci-dessus.

b-2) Structures mineures

A l'affleurement, la déformation D2 se traduit par des plis d'axe est-ouest déversés vers le Nord, par une schistosité S2 de plan axial à pendage sud et par une linéation de crénulation L2 (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b).

Dans la nappe de la Dent Parrachée ces structures mésostructurales sont particulièrement bien conservées dans la partie sud-est du Petit Mont (point coté 2987m., Sud du glacier de l'Arpont) où les empreintes de la phase D3 sont faibles.

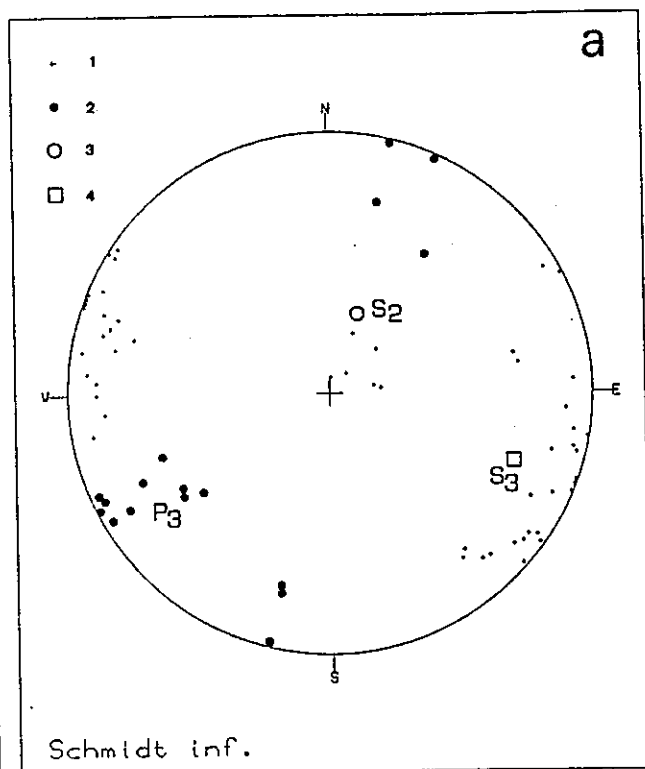
(1) Analyse directionnelle et formes des plis P2

Le report de l'essentiel des mesures d'axes de plis et de schistosités de plan axial effectuées dans le secteur du Petit Mont (fig.53) confirment le déversement nord à nord-est des plis et leur direction globale est-ouest. On note cependant une forte variation de la direction axiale de N80 à N130.

La méthode des épaisseurs orthogonales (J.G. RAMSAY, 1967) appliquée aux plis P2 de ce secteur indique une nette dissymétrie entre les deux flancs du pli. On voit, en effet (annexe 6 et fig.52a et b), que sur les plis mesurés et choisis pour leur angle d'ouverture variable, les flancs normaux (flancs longs) évoluent de la classe 1A (plis concentriques à flancs épaissis) à la classe 1C (plis concentriques aplatis), alors que les flancs inverses (flancs courts) appartiennent à la classe 1C (avec de fortes valeurs d'aplatissement) ou à la classe 2 (plis semblables). Cette dissymétrie peut être interprétée comme le résultat de la fermeture progressive des plis au cours du cisaillement, ici à vergence nord ou nord-est, qui les a initiés (B. PIJOLAT, 1978).

En effet, au cours de la fermeture des plis, les deux flancs vont subir une rotation par rapport aux axes de la déformation ($X > Y > Z$). Dans un premier stade (fig.52c, 1) le futur flanc court fait un angle fort par rapport à l'axe X (axe d'élongation maximale); il se produit alors un épaississement de la charnière (classe 1A). Puis, au cours de la fermeture du pli, l'angle flanc court / axe X diminue (fig.52c, 2 et 3), le flanc court passe alors dans un régime d'amincissement (classe 1B, puis 1C). Enfin, lorsque le flanc court devient subparallèle à l'axe X (fig.52c, 4), l'étirement de ce flanc devient maximum et il évolue vers la classe 2 (plis semblables). Le futur flanc long subit aussi cette évolution. Cependant sa rotation par rapport à l'axe X sera moins rapide et son amincissement n'interviendra qu'en fin d'évolution lorsque le pli devient isoclinal (fig.52c, 5, annexe 6.5).

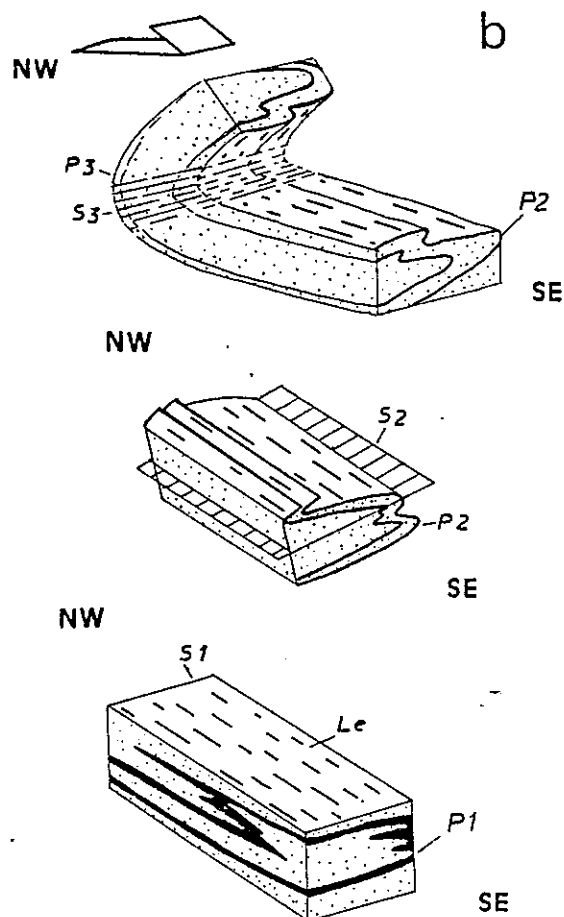
Fig. 53 : Orientation des mésostructures de phase D2 et D3 dans les calcaires liasiques de la partie sud-est du secteur du Petit Mont (flanc horizontal et charnière du synforme majeur P3)



a : canevas synthétique

- 1, axe des plis mineurs P2 (53 valeurs);
- 2, axe des plis mineurs P3 (17 valeurs);
- 3, schistosité S2 (moyenne de 25 valeurs);
- 4, schistosité S3 (moyenne de 18 valeurs).

b : schémas montrant les relations géométriques des différentes mésostructures distinguées dans les calcaires liasiques de la nappe de la Dent Parrachée.



L'analyse des plis suggère donc une déformation de type cisaillement durant la phase D2, ce régime de déformation semble être confirmé par l'analyse des microstructures visibles dans les schistes du Rhétien.

(2) Le caractère de la déformation D2

Dans les schistes argilo-dolomitique du Rhétien des rochers de la Ferrière, la déformation D2 se traduit principalement par une schistosité de crénulation et par une vigoureuse linéation de crénulation ou d'intersection (S1-S2) de direction N90. Dans les lithologies plus compétentes (dolomies et calcaires du Lias inférieur), la S2 se dispose en un éventail autour du plan axial de plis métriques à décamétriques (N80 à N100).

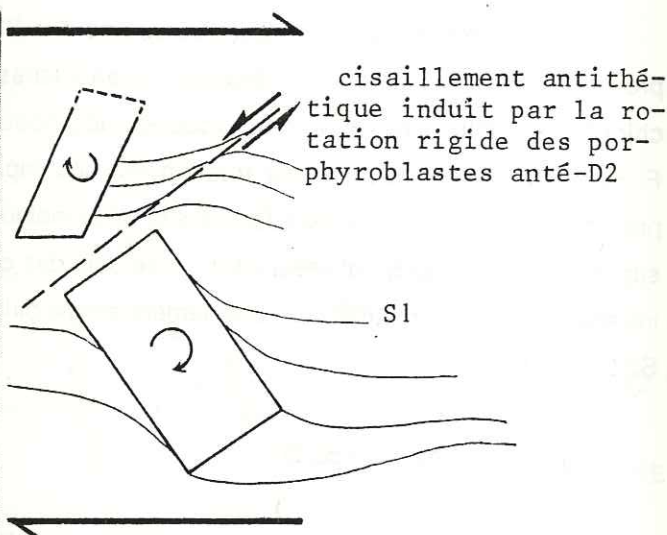
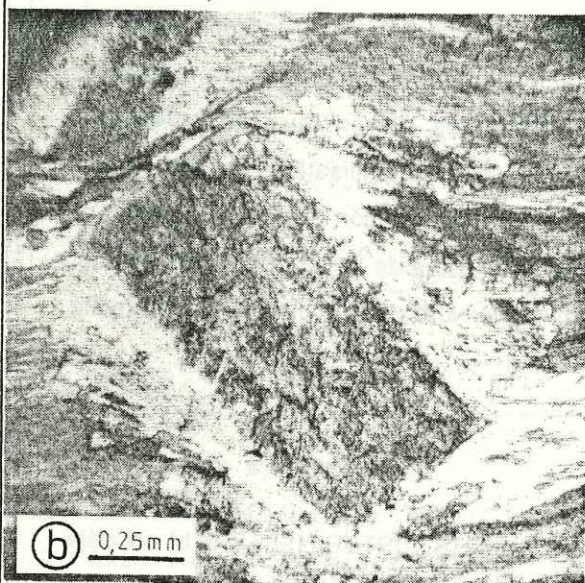
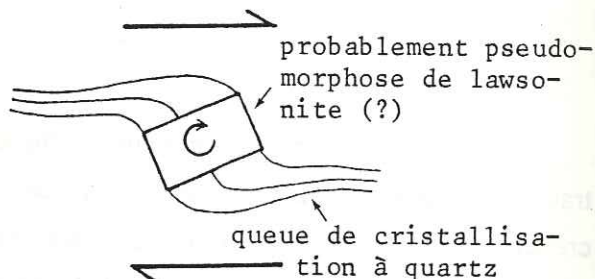
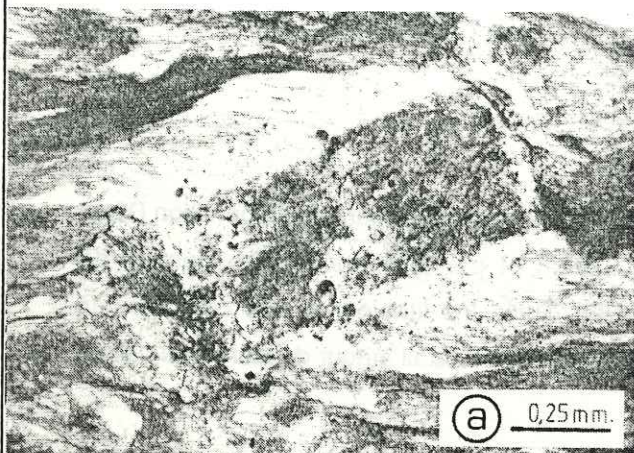
En lame mince (taillée perpendiculairement à S2 et à L2, fig.54a et b), la schistosité S2 provoque la rotation de porphyroblastes rectangulaires actuellement rétrotransformés en épidote, chlorite et albite principalement (pseudomorphoses probables de cristaux de lawsonite, F. ELLENBERGER, 1960). Leur rotation est accompagnée de la cristallisation, en ombres de pression, de quartz fibreux dont l'allure sigmoïde indique un sens de rotation dextre (compartiment supérieur vers le Nord) cohérent pour l'ensemble des porphyroblastes de la lame. Ce dispositif est interprété comme le résultat d'un cisaillement simple dirigé vers le Nord dans le plan de la schistosité S2 (fig.54c).

(3) Reprise des contacts D1

En ce qui concerne les contacts de nappes, J.P. PLATT et G. S. LISTER (1985 a et b) ont déjà montré que les chevauchements internes D1 du socle de l'Arpont étaient replissés par D2. Le contact Dent Parrachée / socle de l'Arpont n'est, quant à lui, replissé que très localement, comme par exemple au Sud du vallon de la Mahure (mines de la Ferrière) où il est déformé par de plis métriques d'axe N90 à N100 ultérieurement redressés par D3 (N30) (fig.55). Le plissement a induit un décollement du contact, semble-t-il contrôlé par les contrastes de compétence, et dans lequel s'est mise en place la minéralisation à quartz, oligiste et albite (Ph. DAMBRINE et C. LANGANEY, 1979) qui jalonne ce contact. Plus au Nord (base sud du Petit Mont), le décollement se généralise (J.P. PLATT et G. S. LISTER, 1985 b) puisque la phase D2, marquée ici par une forte schistosité de crénulation (cf § B-II, a-1), ne replisse pas le contact de la nappe.

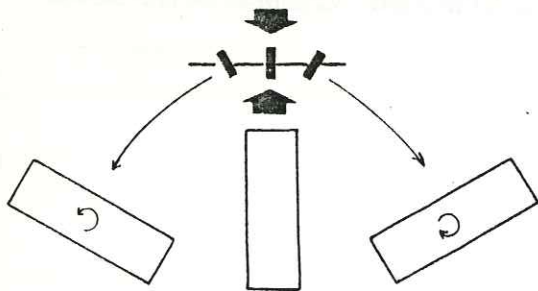
Fig. 54 : Le caractère non coaxial de la déformation D2 à travers l'analyse des microstructures dans les schistes argilo-dolomitiques du Rhétien des rochers de la Ferrière.

a et b : lames minces perpendiculaires à S2 et L2 (L2 = N90).

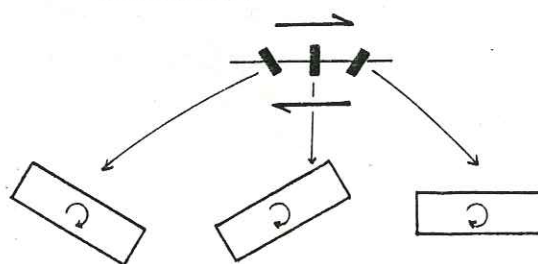


C : Schéma théorique de la rotation de cristaux automorphes au cours d'une déformation coaxiale (A) et non coaxiale (B).

- Dans une déformation coaxiale, les sens de rotation observés sont déterminés par la position initiale du cristal par rapport à l'axe de raccourcissement maximum (Z).
 - Dans une déformation non coaxiale (cisaillement), les sens de rotation observés sont toujours cohérents avec le cisaillement quelque soit la direction initiale des cristaux par rapport au plan de cisaillement.
- Les observations effectuées pour D2 dans le massif de la Dent Parrachée correspondent au deuxième cas (déformation non coaxiale).

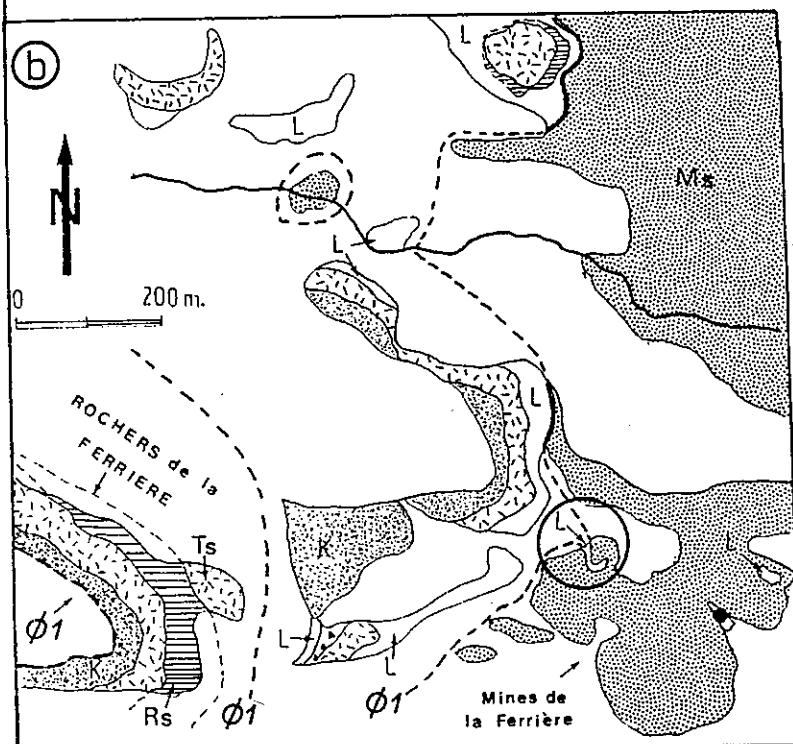


A



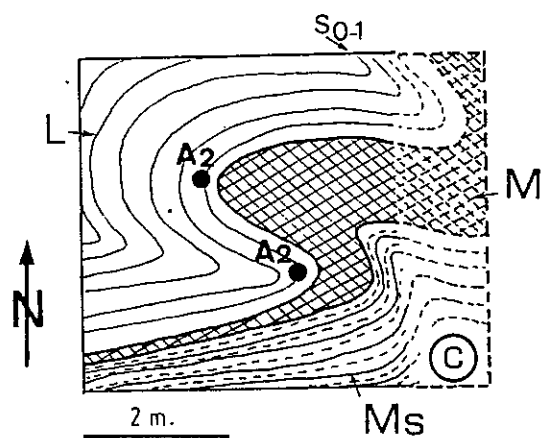
B

Fig. 55 : Reprise du contact Dent Parrachée/Arpont
par des plis métriques de phase D2 :
localisation et mise en évidence



a : localisation; DC, Dôme de Chasseforêt; DP, Dent Parrachée; TE, Termignon.

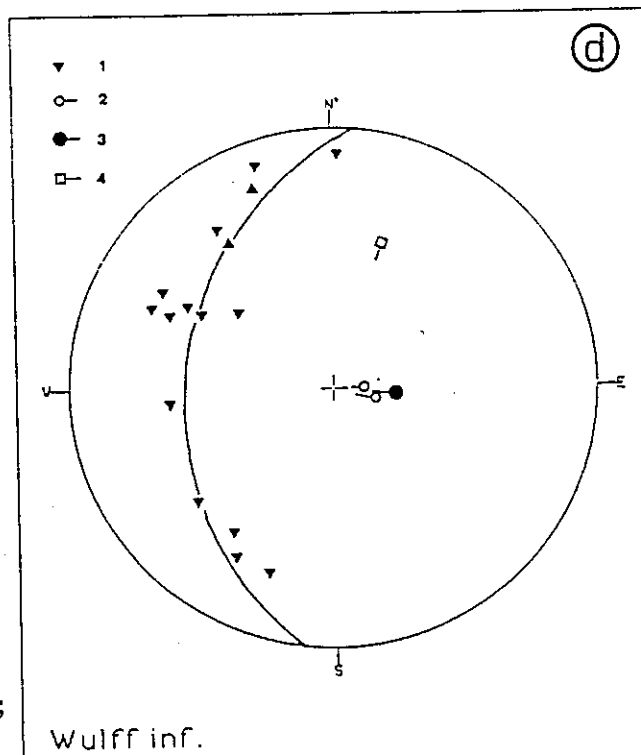
b : carte géologique du secteur des mines de la Ferrière (base SE du vallon de la Mahure)
Légende : Ms, micaschistes de l'Arpont; M, minéralisation de la Ferrière (Q+Olig.+ Alb.); Ts, Norien; Li, Rhétien-Lias inf.; L, Lias; K, carnéules.



c : détail de l'affleurement
(même légende que b)

d : orientation des mésostructures de l'affleurement c.

Légende : 1, pôle de S0-1 du Lias; 2, axe de P2 mesuré; 3, axe P2 construit; 4, axe P3 mesuré



b-3) Conclusion

Les structures post-nappes de phase D2 se caractérisent par des plis synschisteux d'orientation variable, grossièrement est-ouest, principalement développés dans la partie sud du massif de la Dent Parrachée. Les microstructures et la forme des plis mésoscopiques associés à cette déformation montrent qu'elle résulte d'une contrainte cisailante (non coaxiale) vers le Nord (ou le Nord-Ouest, J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b). Cependant, cette phase D2, déduite de la description des structures, n'est peut-être que la fin de la première (D1), puisqu'elle semble poursuivre les mouvements vers le Nord ou le Nord-Ouest engagés lors de la première phase (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b). De par sa direction et son style, la phase D2 est probablement contemporaine de la formation des plis de style pennique d'échelle pluri-kilométrique et d'axe est-ouest décrits plus à l'Ouest dans le massif de Vanoise occidentale (E. JAILLARD et G. DETRAZ, 1984).

c) La phase D3 de rétrocharriage

La troisième phase, également synschisteuse, correspond à la phase de rétrodéversement des structures vers l'Est. Elle se traduit par des plis d'échelle kilométrique d'axe SW-NE déversés vers le Sud-Est et par des cisaillements vers l'Est ou le Sud-Est (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1978, 1985a et b).

c-1) Structures majeures

L'architecture régionale est principalement contrôlée par D3 qui transforme le massif de la Dent Parrachée en un vaste synclinal de nappes d'échelle pluri-kilométrique (fig.41 et fig.43). La trace axiale de cette vaste synforme est jalonnée du Sud au Nord par les quartzites de l'arête de l'Eché (versant nord-ouest du vallon de la Fournache, fig.45a), par le Petit Mont et par les klippes de terrains mésozoïques conservées à la base sud-est du Dôme de Chasseforêt. C'est au cours de ce plissement que le synclinal sommital (P1) de la Dent Parrachée est redressé à la verticale, ainsi que le contact Dent Parrachée / Arpont dans sa partie nord-ouest (col de la Dent Parrachée, versant ouest du vallon de la Mahure).

Les plis P3 de grande ampleur montrent une direction axiale, moyennement bien réglée N20 à N40. Leur style, induit par la compétence des roches qu'ils affectent, évolue des plis concentriques dans les quartzites à des plis semblables dans les calcaires liasiques. La schistosité S3 à pendage

nord-ouest et l'asymétrie des plis d'entraînement visibles dans les flancs de la vaste synforme (fig.43a) attestent du déversement vers le Sud-Est des grandes structures D3.

Structuralement, ce pli repose sous une importante zone de rétrocharriage qui affleure le long de la bordure ouest du massif de Vanoise méridionale (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b) et à laquelle sont associées les zones de cisaillement anastomosées du Fond d'Aussois et du plan de la Gorma, la faille du col du Rosoire et probablement l'accident Modane - Chavière dans les premières étapes de son fonctionnement (cf §B-II, c-3, fig.41 et 57).

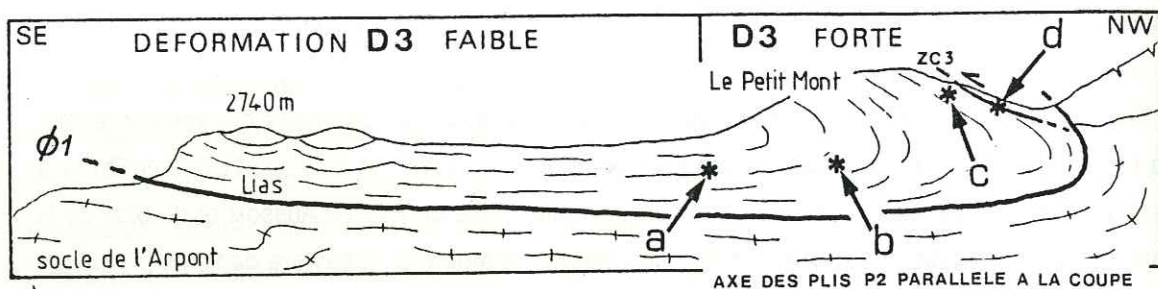
c-2) Structures mineures (d'après J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b)

Comme l'ont montré J.P. PLATT et G.S. LISTER (1978 et 1985b), les structures D3 se caractérisent à l'affleurement par de brusques variations d'intensité de la déformation. Presque nulle dans le flanc horizontal du synforme majeur (partie sud-est du Petit Mont, cf fig.56), la déformation D3 augmente progressivement dans la charnière et le flanc redressé (nord-ouest) du pli où les changements de vergence et les réorientations des plis antérieurs (P1 et P2) prouvent l'existence d'une fermeture synclinale complexe.

Ainsi, au Sud-Est du Petit Mont (flanc horizontal de la synforme P3), la schistosité S3, définie par un clivage espacé de type dissolution sous pression ("pressure solution"), est à fort pendage nord-ouest sans plissement visible associé. Par contre, au Nord-Ouest (charnière et flanc redressé de la synforme P3), la schistosité s'intensifie et devient progressivement subhorizontale. Les plis P3 centimétriques à métriques, alors particulièrement développés, s'orientent progressivement de N50 à N110 parallèlement à la linéation d'étirement (pli en fourreau, fig.56d). La linéation L3 de direction moyenne N110 à N120 est définie par des fibres étirées de calcite et de quartz recristallisé et, dans les éléments dolomitiques de la brèche liasique, par des ombres de pression autour des porphyroblastes d'albite (inter D2-D3, J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b).

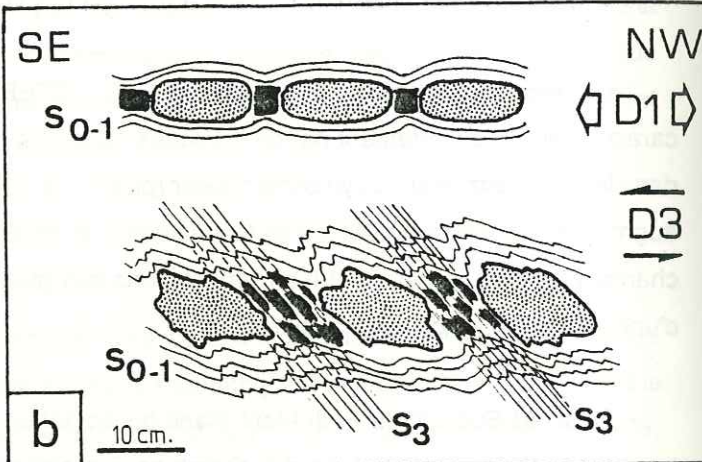
La variation de l'orientation de la S3 avec l'augmentation de la déformation et la réorientation des plis mineurs P3 dans la direction de l'étirement (N110) suggèrent qu'une forte composante cisailante (non coaxiale) vers le Sud-Est, le long d'une surface subhorizontale, a accompagné D3 (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1978 et 1985b).

Fig. 56 : Variation du style et de l'orientation des plis mineurs P3 dans la charnière de la synforme majeure de la Dent Parrachée, analysée dans le Lias du Petit Mont.

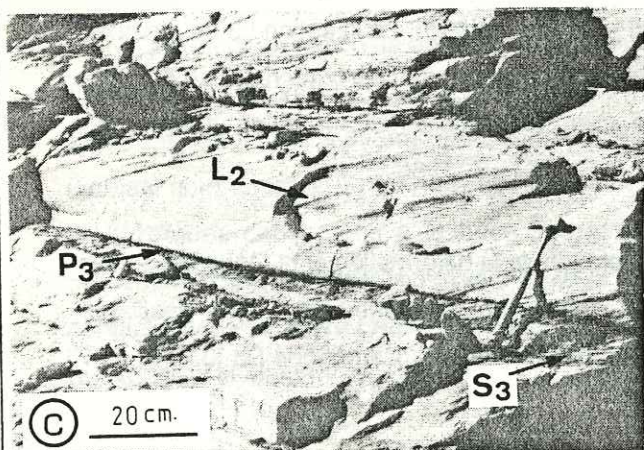


↑ coupe synthétique du Petit Mont et localisation des observations
zc3 : zone de cisaillement D3 visible sur le versant sud du Petit Mont
(d'après J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b).

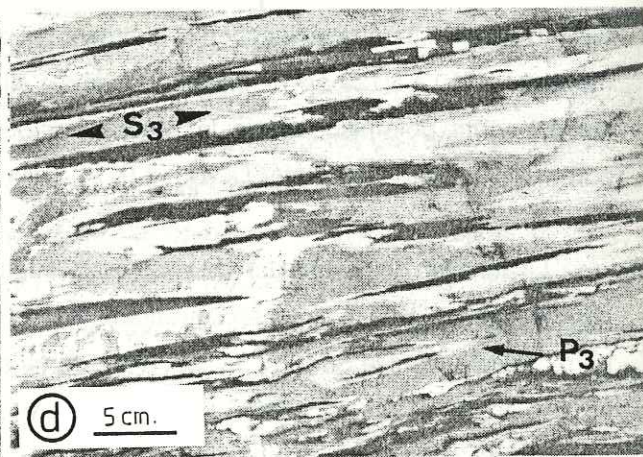
a : zone où le plissement D3 se manifeste par des plis concentriques à schistosité de plan axial fortement pentée vers le NW. Les plis sont cylindriques et de direction axiale N10 à N45 (voir fig. 53 a).



b : reprise des structures d'étirement D1 par le plissement D3. Les interboudins (en noir) sont faits de calcite.



c : pli P3 métrique de direction axiale N85 (début de réorientation dans Le3) reprenant une linéation de crénulation L2 d'orientation variable (de N85-15W dans la charnière de P3 à N100-03W dans le flanc). Noter la schistosité S3 subhorizontale.



d : aspect des interférences P2-P3 dans la zone de cisaillement (zc3 de la figure 1). Noter le début de transposition de S0-1 par S3 et le pli en fourreau (P3) vu en section normale à l'étirement.

c-3) Structures de rétrocharriage du secteur du Fond d'Aussois

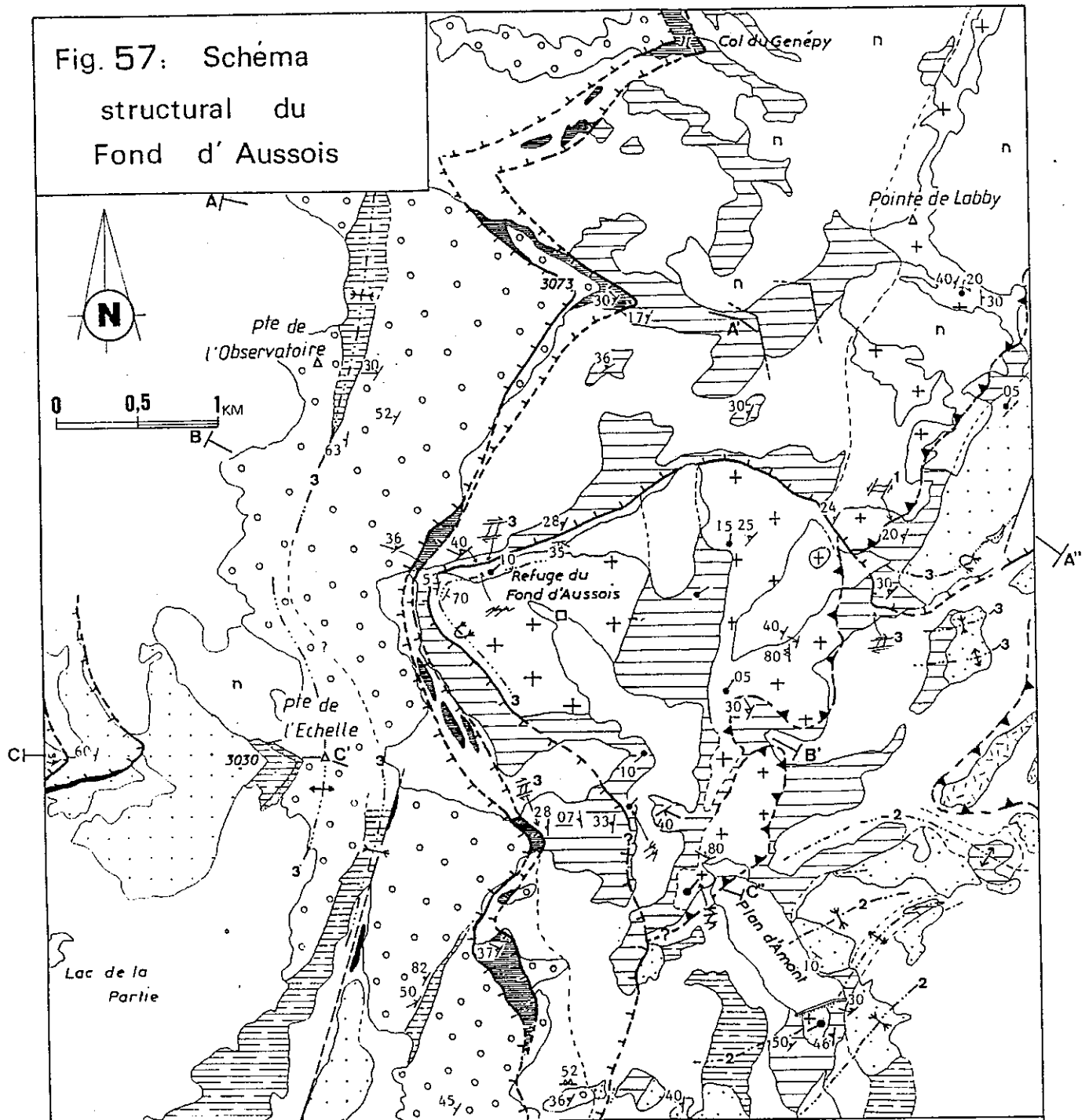
L'analyse de ces structures, d  j signalées par J.P. PLATT et G.S. LISTER (1985b et com. pers.), permet de préciser la géométrie d'ensemble des r  trocharriages de Vanoise méridionale.

(1) Mise en évidence

La série siliceuse d'âge permien    triasique, sous-jacente à l'édifice calcaire de la Dent Parrachée, se développe dans le secteur du Fond d'Aussois et de la Pointe de l'Echelle. Des structures précoces, probablement de phase D1, ont déformé ces séries en vastes replis souples de schistes permiens dans les micaschistes gris anté-permien du plan d'Amont et du Fond d'Aussois. Cet ensemble a été repris par la phase D3 qui se caractérise par une succession de zones de forte déformation (fig.57 et 59) dont les deux principales ont les caractères de zone de cisaillement ductile.

- La première, faiblement pentée vers l'W-NW coupe en deux les micaschistes gris anté-permien du Plan de la Gorma (NE du refuge du Fond d'Aussois) et se prolonge dans le vallon de la Fournache sous les quartzites de l'Arête de l'Eché (NW du vallon de la Fournache) (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b, fig.3). La géométrie des surfaces S et C (A. NICOLAS, 1984, p. 113) y indique un sens de cisaillement vers le Sud-Est (fig.57 et 59).
- La deuxième, avec un pendage plus accentué vers l'Ouest, correspond au chevauchement du massif de la Pointe de l'Echelle - Rateau d'Aussois sur le complexe plissé du Fond d'Aussois. Ce chevauchement s'effectue par l'intermédiaire d'un coussinet ductile de schistes chlorito-albitiques gris sombre (probablement permiens) dans lequel une forte linéation minérale NW-SE indique la direction de transport durant D3. Ce niveau ductile que l'on suit de la base du col de la Masse au Sud, jusqu'au col du G  n  py au Nord (fig.57) marque la limite d'extension vers l'Est du Permien conglomératique du col d'Aussois (F. ELLENBERGER, 1958 et G. DETRAZ, 1984). La disparition extrêmement rapide des conglomérats vers l'Est et le Sud-Est, mise en évidence par F. ELLENBERGER (1958, p.132), s'explique donc par le rétrocharriage de l'unité de la Pointe de l'Echelle-Rateau d'Aussois    Permien conglomératique sur les "Schistes bleus" du Fond d'Aussois. Ce dernier accident, de par son pendage, passe géométriquement au dessus de la synforme D3 de la Dent Parrachée (fig.41).

Fig. 57: Schéma
structural du
Fond d'Aussois



- Légende -

- PZ, micaschistes de l'Arpont
 Permien; Reg, conglomérat siliceux;
 Sg, schistes gris chlorito-albitiques; Sb,
 schistes "bleus" du Carroley.
 Rs, schistes sombres de la Pointe
 de l'Echelle;
 Pt, Permo-trias
 Tq, Trias inférieur
 Ts, Trias supérieur (nappe de la Dent
 Parrachée

- Failles récentes (D4 ou D5 ?)
 Chevauchements et zone de cisaillements D3
 Plan axial de pli P2
 Plan axial de pli P3
 Anticlinal, synclinal, pli couché
 Axe de pli mineur de phase D3
 Schistosité S1 et direction de la linéation L1
 Schistosité S2
 Schistosité S3 et direction de la linéation L3
 Caractère de la déformation: a, zone de cisail-
 lement (surface S et C); b, plissement serré
 particulièrement intense.

(2) Conclusion

Avec l'accident de Chavière proprement dit (à l'Ouest du col du même nom, fig.59) interprété, ici, comme l'un des principaux chevauchement D3 (G. DETRAZ, 1984), ces accidents ont provoqué le rétrocharriage des séries de Vanoise occidentale avec leur socle de Houiller sur le massif de Vanoise méridionale. La géométrie d'ensemble de ces structures D3 (plans de chevauchement et plans axiaux de plis majeurs P3) montre que leur pendage est d'autant plus raide que l'on se déplace vers l'Ouest (fig.58). Ce redressement progressif des structures D3, d'Est en Ouest, paraît être le résultat du fonctionnement d'un système de chevauchement en écaillés imbriquées (S.E. BOYER et D. ELLIOTT, 1982), avec migration vers l'Est des accidents actifs, au sein du socle de Vanoise méridionale.

Il est important de noter que les relations tectoniques, métamorphiques et sédimentaires (paléogéographie du Houiller et du Permien) anté-D3, de part et d'autre de cette zone de rétrocharriage majeur, sont encore méconnues. Compte tenu de l'ampleur des écaillés et du raccourcissement généralement absorbé dans ces structures de chevauchements imbriqués (J.P. PLATT et R. BUTLER, 1984), cette étude confirme le caractère de discontinuité majeure de la cicatrice Modane-Chavière, au sein de la marge briançonnaise (F. ELLENBERGER, 1958 et J. GOGUEL, 1963).

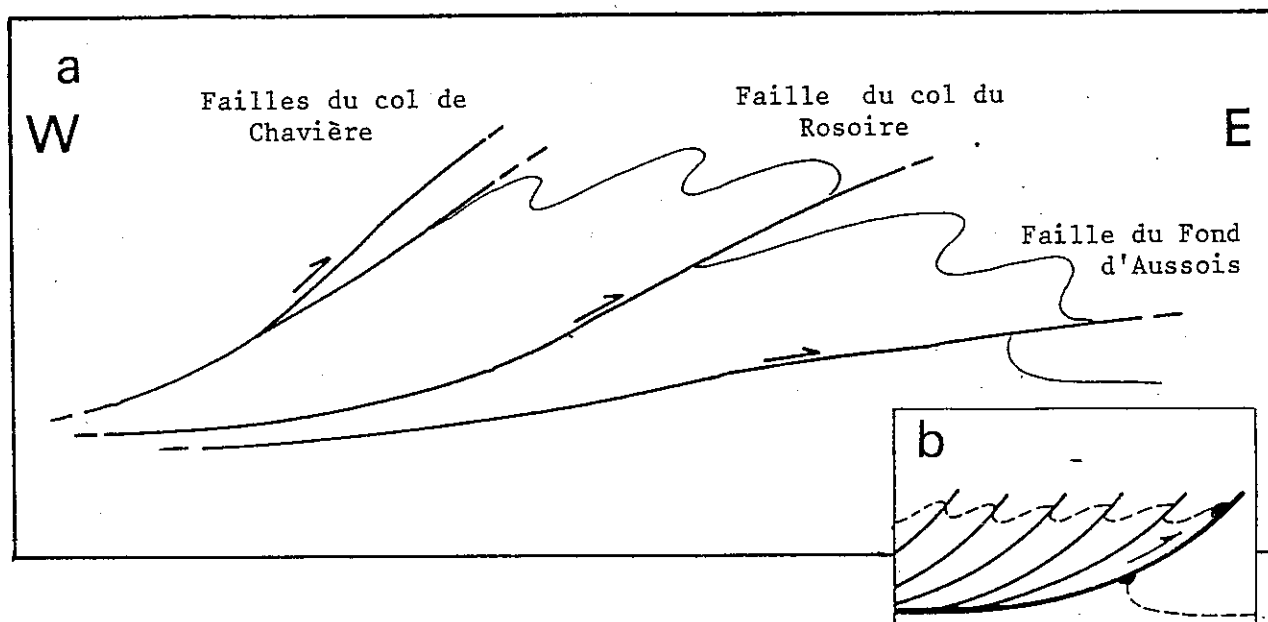
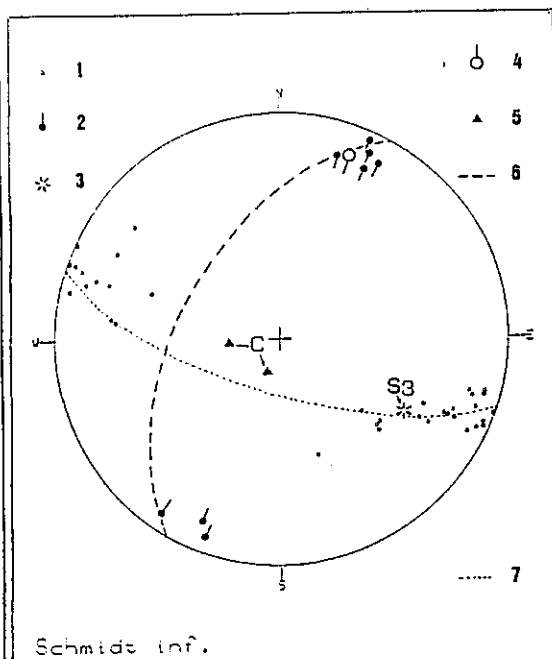
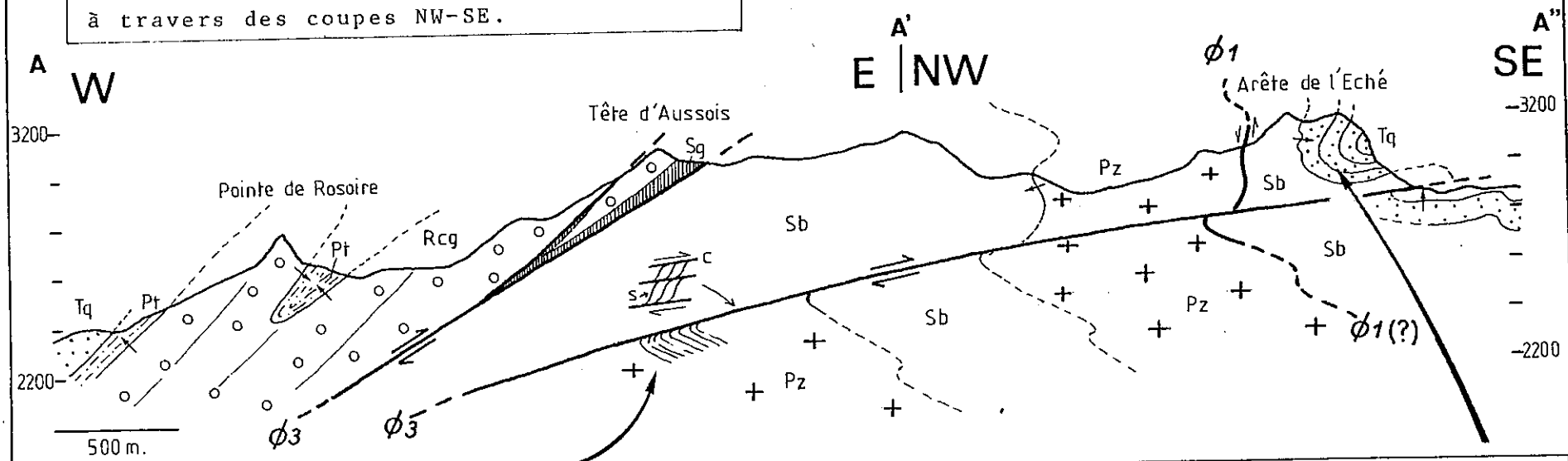


Fig. 58 : Interprétation des structures de rétrocharriage du Fond d'Aussois

a : Disposition schématique des accidents chevauchants

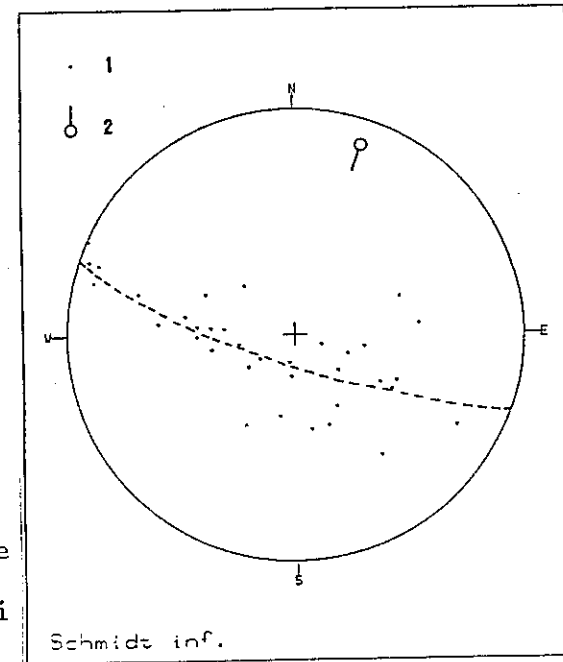
b : Schéma théorique d'un système de chevauchement en écaillés imbriquées, in S.E. BOYER et D. ELLIOT (1982).

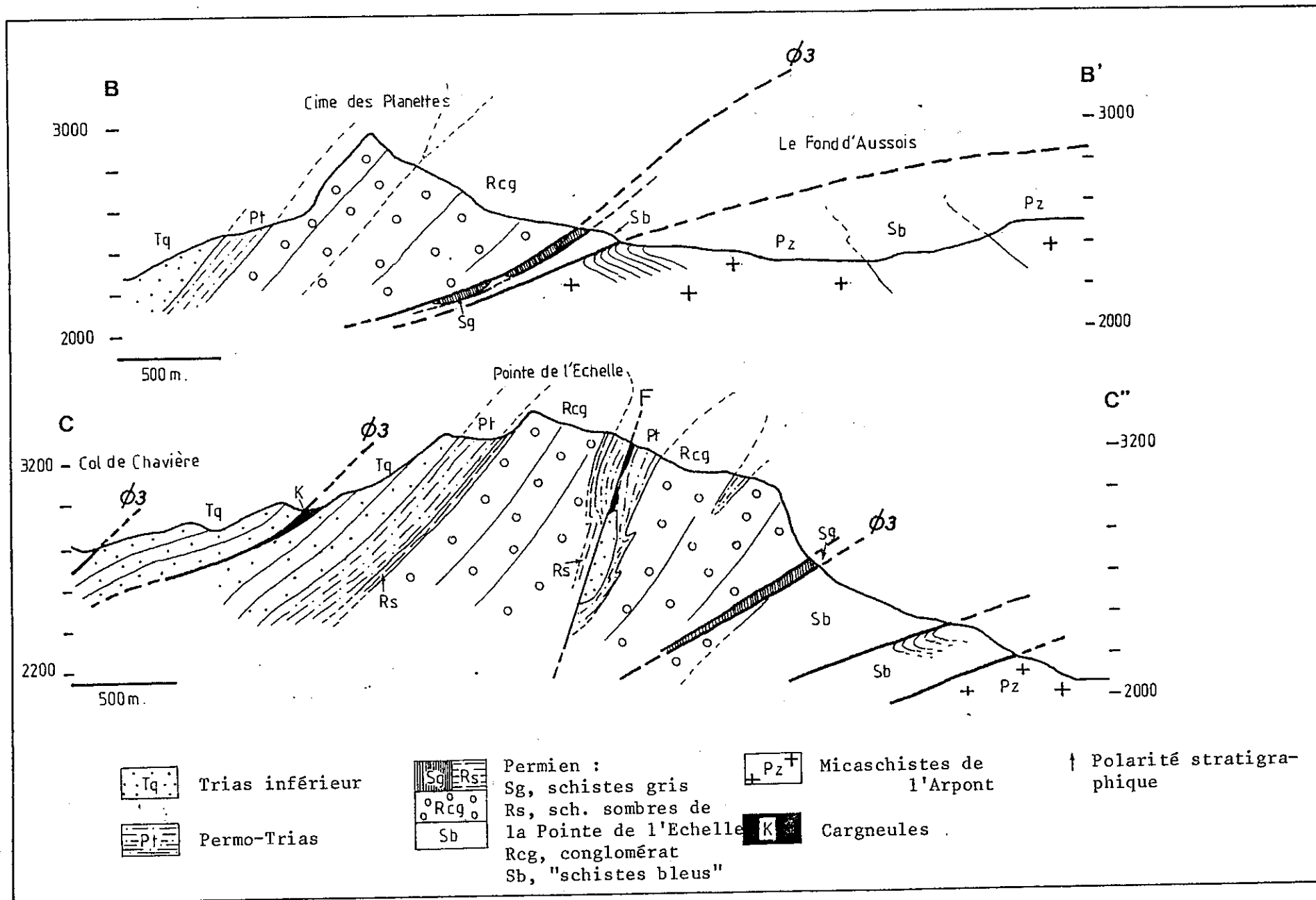
Fig. 59 : La structure du Fond d'Aussois
à travers des coupes NW-SE.



Géométrie du rebroussement
de la foliation des mica-
schistes de l'Arpont. 1,
pole de la foliation; 2,
axe P3 mesuré; 3, pole de
S3 mesuré; 4, axe P3 cons-
truit; 5, pole des surfaces
de cisaillement (C); 6,
trace cyclo. de la S3;
7, couronne des poles de
la foliation.

Construction de l'axe de
la synforme majeure des
arêtes de l'Eché. 1, pole
de la stratification des
quartzites; 2, axe du pli
construit.





B - III : Conclusion

L'étude structurale du massif de la Dent Parrachée permet, principalement grâce à la faible compétence des terrains qui le composent (Lias et série post-liasique), de mettre en évidence trois phases de plissement synschisteux superposées.

- La première (D1), se caractérise par l'association complexe d'écailles de vaste extension et de grands plis couchés dont la formation est probablement à relier à la mise en place initiale des nappes. Compte tenu de la réorientation par D2 et D3 des structures précoces, la vergence de cette phase est difficile à préciser. La forte linéation d'étirement L1 (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985a et b) et quelques rares critères de cisaillement indiqueraient, cependant, une direction de transport vers le Nord-Ouest.
- La deuxième (D2), qui n'est peut-être que la fin de la première, reprend l'édifice de nappes avec probablement un décollement d'ampleur modeste du contact Dent Parrachée / Arpont. Le déversement systématique vers le Nord et les résultats de l'analyse, en section perpendiculaire à l'axe, des plis P2 suggèrent l'existence d'une forte composante cisailante vers le Nord ou le Nord-Ouest.
- La troisième (D3), correspond à la phase classique de rétrodéversement des structures vers l'Est. Elle se traduit par la création d'une vaste synforme de nappes sous-jacente à une zone de rétrochevauchement en écailles imbriquées qui déplace vers l'ESE, et au dessus de la Vanoise méridionale, la socle de la zone houillère.
- En ce qui concerne la phase 4, que l'on étudiera principalement dans le massif du Roc de la Vallette, elle se traduit sur la bordure est du massif de la Dent Parrachée par un bombement à grand rayon de courbure (fig.41) du socle et des contacts de nappes sus-jacents (anticlinal sur rampe ?). Un dernier ensemble de microstructures de type schistosité de crénulation en extension ("extensional crenulation clivage", J.P. PLATT et R.L.M. VISSERS, 1980) mis en évidence par J.P. PLATT et G.S. LISTER (1985a et b) est peut-être à relier à ce dernier événement.

C - STRUCTURE DU CHAINON DU MONT PELVE - PLATEAU DE LA RECHASSE

C - I : Introduction

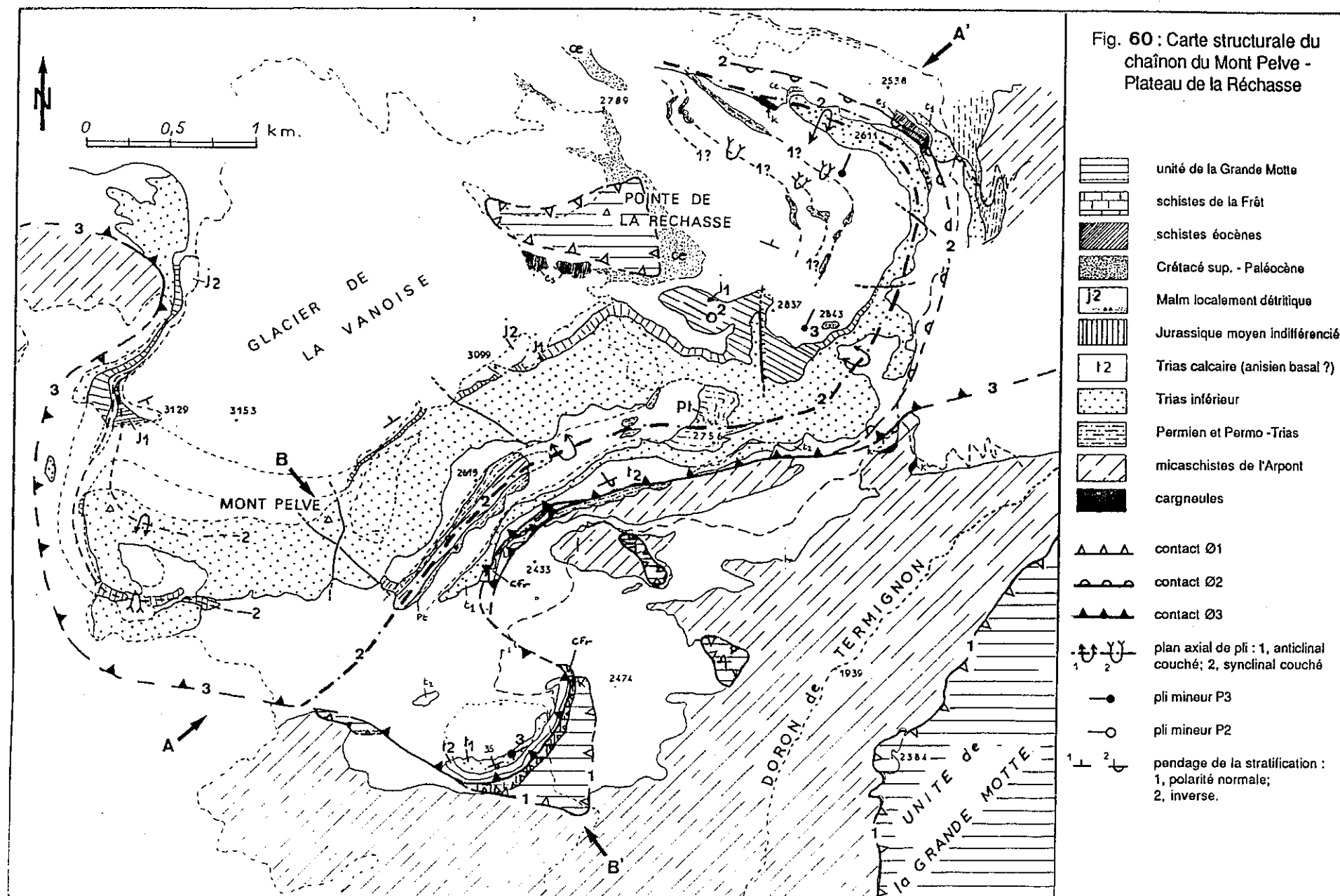
L'étude structurale du secteur du Fond d'Aussois a montré l'existence d'une zone de rétrochevauchement (phase D3), d'importance régionale, qui affleure le long de la bordure ouest du massif et dont le fonctionnement est probablement à relier à celui de la cicatrice Modane - Chavière. Le prolongement latéral de ce système de rétrocharriage, proposé sur la figure 40 (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b) et que nous confirmerons par l'étude du chaînon du Roc de la Vallette (cf § D), passe sous l'importante masse de quartzites du Mont Pelve - plateau de la Réchasse. La structure générale de ce secteur est celle d'un vaste pli couché pluri-kilométrique avec un flanc inverse fortement laminé et étiré par la phase D3. Ce dernier repose tectoniquement, dans le secteur de la Crête de la Frêt, sur une écaïlle de calcschistes gris-noir luisants que l'on interprète (cf Chap. II, § D - II) comme une dépendance de la nappe des Schistes lustrés du massif de Lanserlia. Dès lors, le schéma de branchement des différents chevauchements de phase D1 et D3, de part et d'autre du Doron de Termignon, permet de proposer à titre d'hypothèse (G.S. LISTER carte et coupes inédites, com. pers.) une amplitude de recouvrement minimum de l'ordre de 4 à 5 km pour le rétrocharriage de l'unité du Mont Pelve - plateau de la Réchasse.

C - II : Structure générale (fig.60)

a) Structures plicatives

L'architecture régionale de ce chaînon est dominée par un vaste anticlinal couché d'échelle pluri-kilométrique dont l'ossature est constituée par les quartzites du Trias inférieur. La trace cartographique du plan axial de ce pli recoupe, dans la partie nord du secteur, une charnière hectométrique de direction axiale N130 enroulant les quartzites du Trias et les calcaires transgressifs du Jurassique supérieur.

Sur le plateau de la Réchasse, le flanc normal de cette structure reprend de grandes pincées isoclinales de marbres chloriteux, probablement (?) contemporaines de la mise en place (phase D1?) de l'unité de la pointe de la Réchasse (unité d'affinité Grande Motte, B. BROUDOUX, 1985 et



E. DEVILLE, 1986b) qui surmonte cet édifice plissé. Cet ensemble est ultérieurement déformé par une phase de plis droits d'échelle hectométrique et de direction axiale subméridienne à N40 (Nord du Plateau de la Réchasse et Roche de Queua) (D3 ou D4 ?).

De part et d'autre du plan axial du pli couché majeur, les deux flancs montrent une succession stratigraphique sensiblement différente. En effet, le flanc normal est, comme nous l'avons vu dans le chapitre II (§ B - II), caractérisé par le repos stratigraphique du Jurassique moyen et supérieur sur les quartzites du Trias. Par contre, le flanc inverse (barre de la Letta et Crête de la Frêt) montre au dessous des quartzites (série renversée) une formation dolomitique et calcaire interprétée comme les restes laminés et étirés de la base du Trias moyen (cargneules du Werfénien supérieur et calcaires vermiculés anisiens p.p.). Cette différence de composition stratigraphique s'explique, semble-t-il, par l'existence d'anciens accidents liasiques qui auraient provoqué l'effondrement de la partie est ou sud-est du secteur (actuellement flanc inverse du pli couché, fig.61a), comme le suggèrent les importantes masses de brèches quartzitiques noyées dans le Jurassique des voûtes du Clapier Blanc (cf chap. II, § B - II -c).

Dans ce dernier secteur et au Mollard de la Loza, la charnière et le flanc inverse du pli reposent sur une pincée synclinale de schistes noirs éocènes dont le coeur est jalonné par des lambeaux discontinus de cargneules. Ces cargneules que l'on retrouve ici en sommet de série briançonnaise ont sans doute comme origine les résidus d'un contact de nappe (probablement écaille de la Pointe de la Réchasse ou nappe de la Grande Motte) ultérieurement pincés dans le plissement.

b) Relation socle - couverture

Il est important de noter que le substratum anté-permien (micaschistes de l'Arpont) et les séries permienues et permo-triasiques sont, avec la couverture mésozoïque, profondément impliqués dans ce plissement de grande ampleur. Ces deux ensembles (socle paléozoïque et couverture briançonnaise) constituent, par ailleurs, une série continue et normale en grand, où l'absence d'écaillage et de redoublement à la limite socle-couverture (mise à part une forte disharmonie dans les termes ductiles du Permo-Trias) suggère un contact initial stratigraphique ou qui n'a subi qu'un déplacement de très faible amplitude lors des déformations alpines.

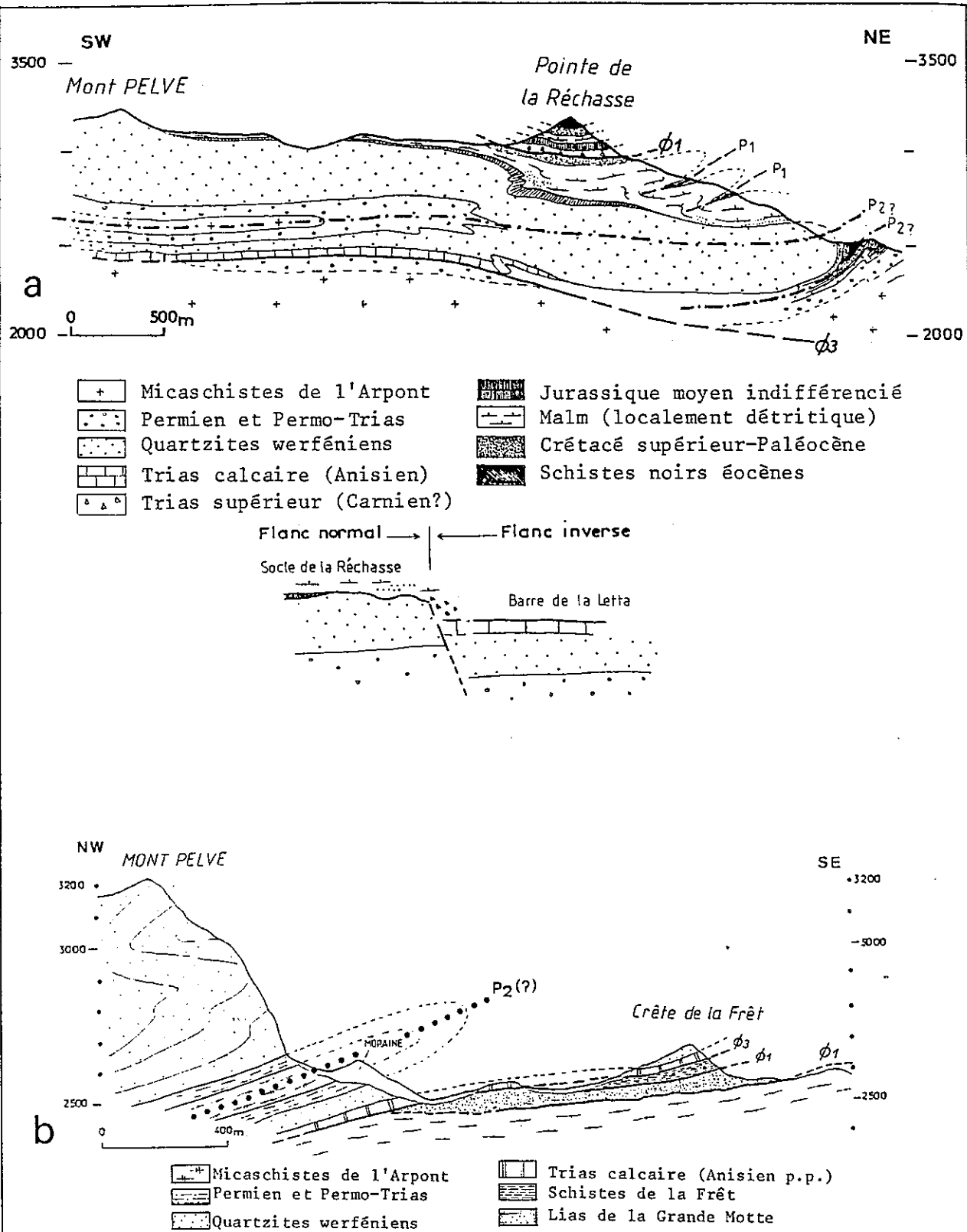


Fig. 61 : Coupes géologiques du chaînon du Mont Pelve.
(Localisation voir figure 60).

c) Structures tangentielles

On reconnaît dans ce secteur deux ensembles de contacts chevauchants.

Le premier (phase D1) est responsable du charriage des lambeaux de l'unité de la Grande Motte (base de la Crête de la Frêt et klippes du lac du Perron ou du ruisseau de la Letta) sur le socle micaschisteux du plateau du Pelve et de la mise en place de l'écaille de la pointe de la Réchasse sur la série briançonnaise du Mont Pelve. L'analyse de ces contacts révèle l'existence d'une forte schistosité planaire à laquelle s'associent des critères de cisaillement vers le Nord ou le Nord-Ouest (cf § B - II, a-3). On note que les lambeaux de la Grande Motte se disposent ici, comme dans la partie nord de la Dent Parrachée, en série inverse directement sur le socle anté-permien. L'un de ces contacts (base de la Crête de la Frêt), constitué de bandes mylonitiques de Lias et de micaschistes de l'Arpont, est replissé par deux générations de plis mésoscopiques de direction axiale N80 à N100 (D2) et N35 (D3) attestant du caractère précoce du charriage (phase D1). C'est aussi à cette phase que l'on doit la mise en place de l'écaille de calcschistes (Schistes lustrés probables) de la Crête de la Frêt que l'on retrouve coincée entre la nappe de la Grande Motte et le flanc inverse rétrocharrié du pli couché du Mont Pelve (fig.61b).

Le second ensemble de chevauchements (D3) reprend l'édifice précédent et se traduit par l'écaillage et l'intense déformation du flanc inverse du pli couché majeur. On constate qu'au Sud-Ouest l'accident D3 recoupe le plan axial du pli, ce qui suggère l'antériorité du plissement par rapport au chevauchement. Cependant l'analyse des mésostructures, si elle confirme la vergence sud-est du chevauchement conduira à proposer deux hypothèses en ce qui concerne l'âge du plissement (cf infra, C-III, d).

C - III : Observations mésostructurales

a) La première génération de mésostructures est localement bien conservée dans les contacts chevauchants de phase D1 où elle se traduit par une forte schistosité planaire S1 (quelquefois mylonitique, contact Lias de la Grande Motte sur les micaschistes de l'Arpont). Dans les marbres chloriteux du plateau de la Réchasse la schistosité principale, définie par des lits riches en chlorite et minéraux phylliteux orientés, est localement reprise par deux schistosités de crénulation respectivement d'orientation N100 à N110 subverticale (S2) et N20 penté 45° vers l'Ouest (S3). Cette schistosité principale est probablement à relier à la formation des pincées isoclinales (P1?) de marbres chloriteux dont les axes n'ont pu être mesurés.

b) La deuxième génération de mésostructures particulièrement visibles dans les schistes permo-triasiques et dans les quartzites werfèniens montre un plissement intense de direction moyenne N120 et une schistosité de plan axial. La construction de l'axe du pli hectométrique, dont on touche la charnière à l'Est du Mollard de la Loza et qui semble correspondre à la charnière principale du pli couché majeur, donne la même direction axiale (N130-10NW) (fig.63). On note, qu'au coeur de la structure, les séries permienues et permo-triasiques entraînées dans le plissement majeur montrent un éventail de la S2 et l'inversion de l'asymétrie des plis mineurs associés.

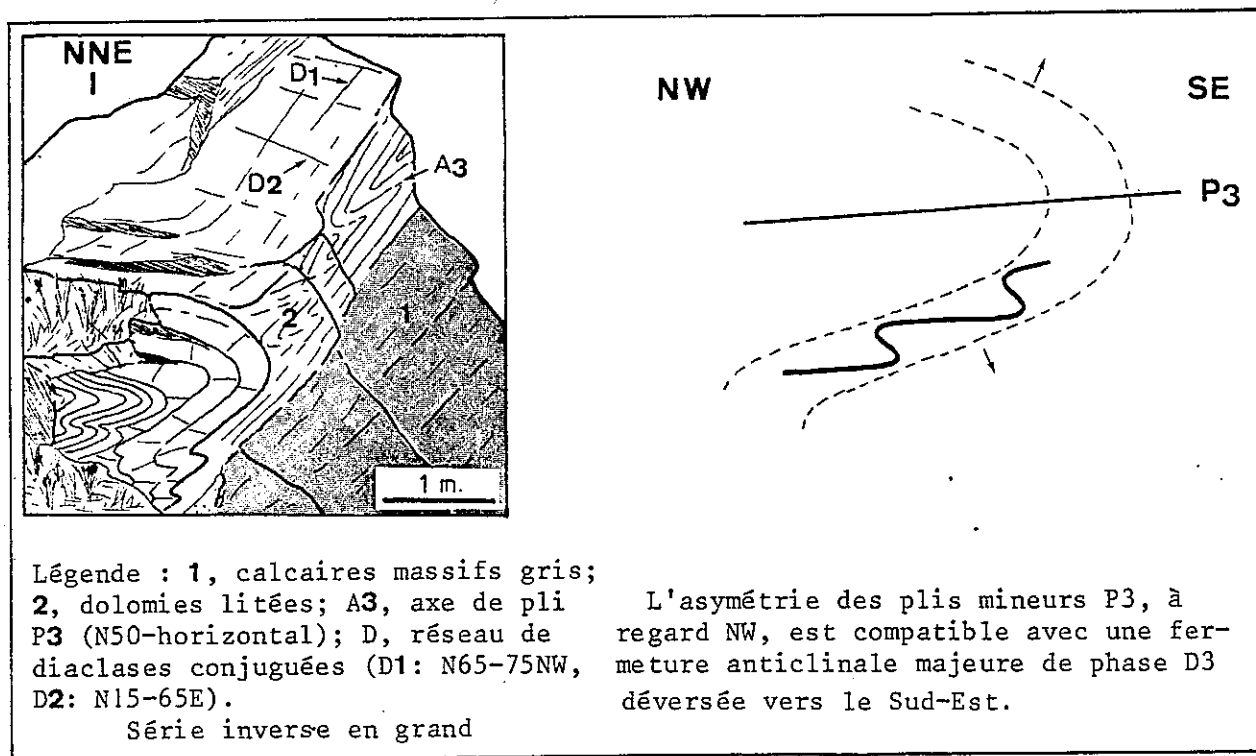


Fig. 62 : Aspect des plis mineurs P3 dans les calcaires et les dolomies anisiens de la Crête de la Frêt

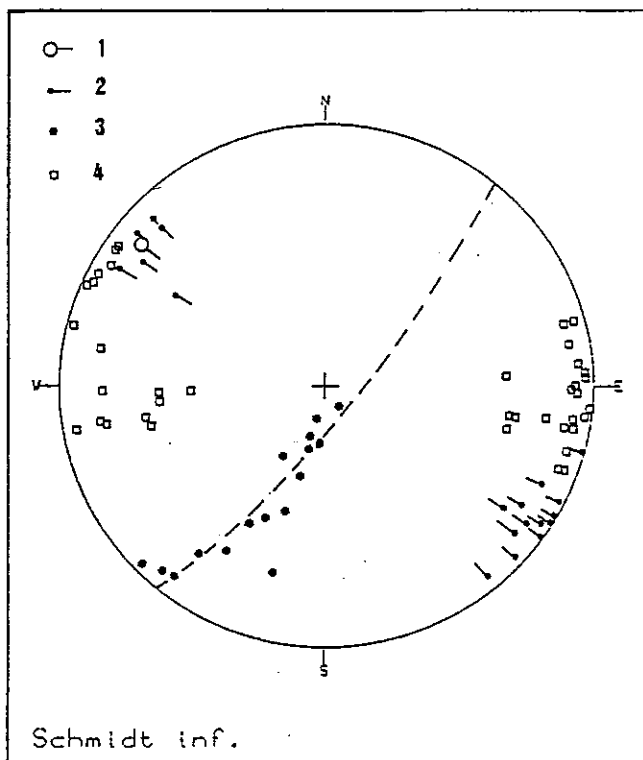
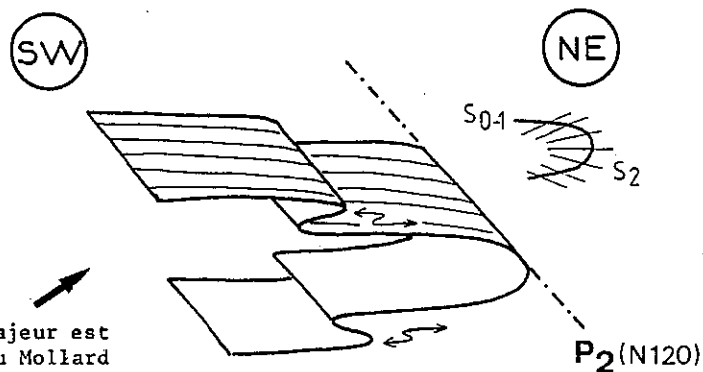


Fig. 63: Orientation des mésostructures dans le chaînon du Mont Pelve et construction de l'axe du pli hectométrique dans les quartzites du Mollard de la Loza.

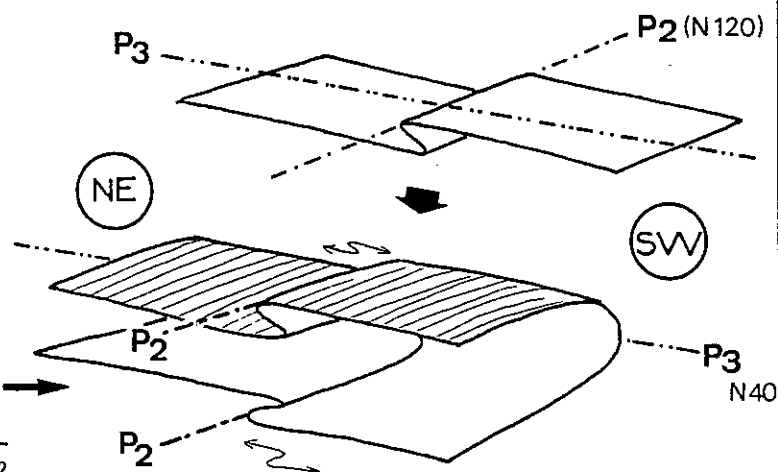
Légende : 1, axe du pli hectométrique construit; 2, axe de pli mineur P2 mesuré (24 valeurs); 3, pole de la stratification des quartzites du Mollard de la Loza (16 valeurs); 4, linéation d'étirement L3 (39 valeurs)

Fig. 64: Hypothèse sur l'attribution à D2 ou à D3 du pli couché majeur du chaînon du Mont Pelve-plateau de la Réchasse.

A : Hypothèse 1, le pli majeur est de phase D2, la charnière du Mollard de la Loza est alors la charnière principale d'axe N125-10NW.



B : Hypothèse 2, le pli majeur est de phase D3, l'inversion du regard des plis mineurs P2 est dû à l'interférence de deux phases de plissement couché de direction axiale perpendiculaire. Dans cette hypothèse, le pli du Mollard de la Loza est un pli d'entraînement (hectométrique) de phase D2.



c) la troisième génération de structures alpines présente un développement beaucoup plus local que les deux précédentes.

Dans la partie supérieure du flanc normal, où la déformation D3 est faible (Roche Ferran et plateau de la Réchasse), on observe des plis métriques à décimétriques généralement assez ouverts et déversés vers le Sud-Est. La S3, de direction générale N10 à N30, est fortement pentée vers le Nord-Ouest. A l'inverse dans le flanc inférieur du pli couché majeur, où la déformation D3 est forte (Barre de la Letta et Crête de la Frêt), la S3 subhorizontale ou faiblement pentée vers le Nord-Ouest devient prédominante et transpose le plus souvent la ou les schistosités antérieures. La forte linéation d'étirement L3 sensiblement N100 à N110 (fig.63) y provoque la réorientation des plis mineurs P3 associés (Barre de la Letta), leur direction axiale est alors très proche de celle des plis P2, ce qui rend difficile leur distinction. Dans le même secteur (Crête de la Frêt), les plis P3 sont localement moins serrés et retrouvent une direction axiale grossièrement NE-SW (fig.62). On constate alors que leur déversement à regard ouest est compatible avec les plis d'entraînement du flanc inverse d'une mégastructure anticlinale P3, déversée vers le Sud-Est (fig.62).

d) Conclusion

L'attribution du pli couché majeur à l'une des deux phases D2 ou D3 est délicate. En effet, la règle d'inversion du regard des plis mineurs autour de la charnière principale d'une mégastructure (M. MATTAUER, 1973, P. VIALON et al, 1976 et A. NICOLAS, 1984) étant respectée pour les deux phases de plissement, on ne peut à travers l'analyse des microplis et des relations schistosité-stratification séparer les deux cas suivants :

(1) le pli majeur est de phase D2, comme le laisse supposer l'axe de la charnière hectométrique du col de la Vanoise (à l'Ouest du Mollard de la Loza) et les rapports schistosité S2 - stratification. Le pli majeur serait alors ultérieurement repris et accentué par la phase D3 à vergence sud-est (fig.64a).

(2) le pli majeur est de phase D3 et l'inversion de l'asymétrie des plis mineurs P2 est due à l'interférence des deux phases de plissement (D2+D3) de direction axiale perpendiculaire, comme le schématise la figure 64b. La charnière visible au col de la Vanoise ne serait, dans ce cas, qu'un vaste pli d'entraînement (hectométrique) de phase D2.

On note que l'analyse de cette structure et les deux hypothèses qui en découlent sont particulièrement contrariées par les phénomènes de réorientations des plis mineurs dans la direction de l'étirement lié à la phase D3 (plis en fourreaux). Mais, compte tenu des valeurs de déformation finie

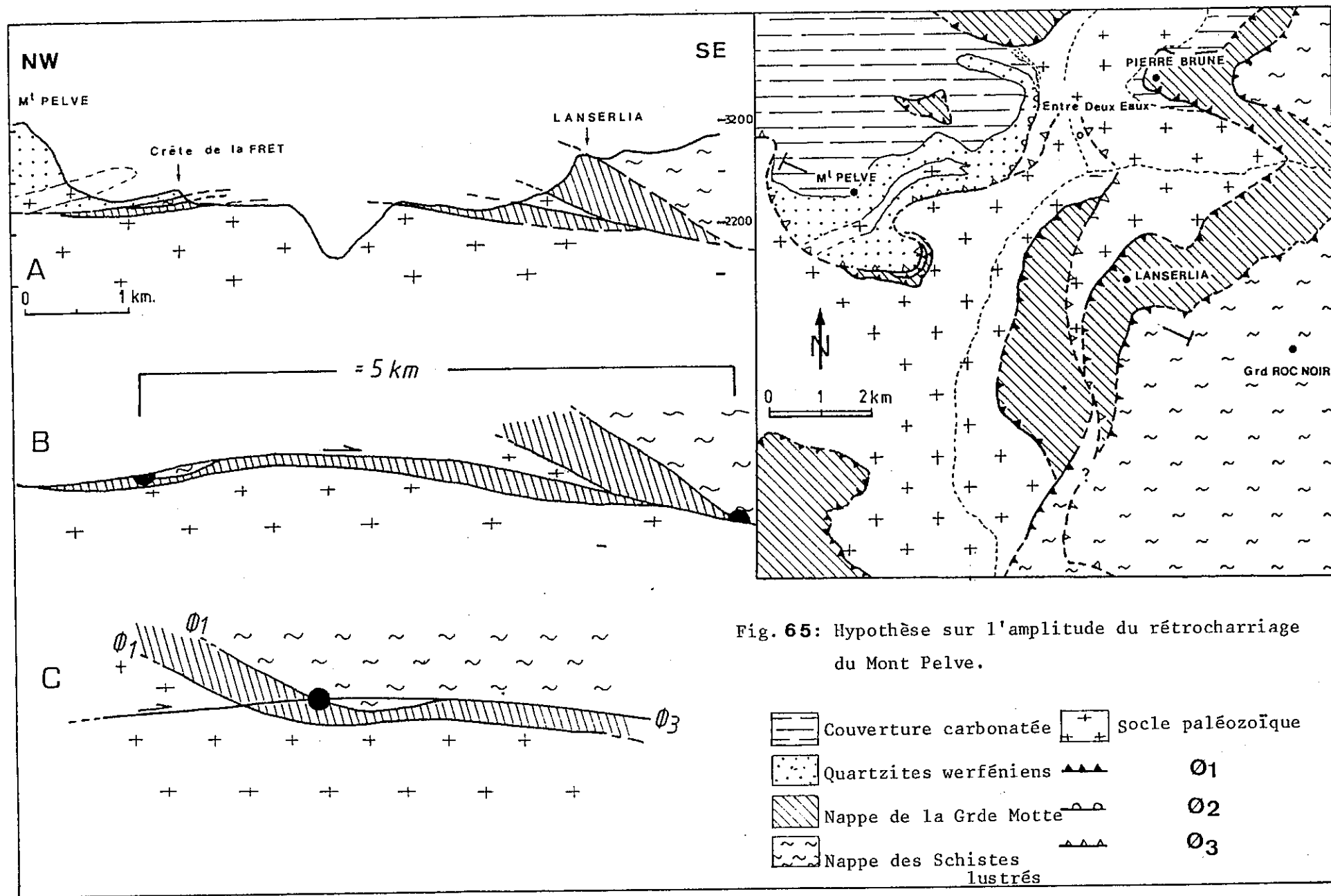
relativement faible (rapport $X/Y \approx 2,40$, voir annexe 8) mesurées dans les quartzites du Mollard de la Loza, l'hypothèse d'un pli en fourreau de grande échelle (hectométrique à kilométrique), appliquée à la structure du Mont Pelve, ne semble pas pouvoir être retenu. En effet, le développement de plis en fourreaux dans un modèle de cisaillement simple (voir P.B. COBBOLD et H. QUINQUIS, 1980) comme on a pu le proposer pour les plis Est-Ouest post-nappes de la région de Val d'Isère (R. MARION, 1984), nécessite des valeurs de cisaillement (et donc de déformation finie) très élevées, que l'on ne retrouve pas actuellement (voir annexe 8). Il semble donc qu'en Vanoise ces phénomènes de plissement en fourreau, que l'on observe localement dans les zones de fortes déformations, soit limités aux plissements mésostructuraux au maximum d'échelle décimétrique à métrique.

voir ?
J.L. ?

C - IV : Hypothèse sur l'amplitude du rétrocharriage du Mont Pelve

Le chaînon du Mont Pelve - plateau de la Réchasse se caractérise donc par l'existence d'un important chevauchement à vergence interne provoquant le rétrocharriage du pli couché du Mont Pelve sur l'empilement d'écailles, d'origine interne, de l'unité de la Grande Motte et de la nappe des Schistes lustrés (calcschistes de la Crête de la Frêt). Cet ensemble d'écailles mises en place au cours de la phase D1 repose, sur les deux rives du Doron de Termignon, directement sur le socle micaschisteux du plateau du Pelve.

Vers l'Est le rétrochevauchement du Mont Pelve se poursuit vers le bassin d'Entre-deux-eaux, où il est localement jalonné par des klippes de terrains mésozoïques (dolomies bréchiques et calcaires schistosés) intensément déformés et mylonitisés (par exemple, point coté 2397 m à l'Ouest de la ferme de la Para). Sur la rive gauche du vallon de la Rocheure, le socle est fortement écaillé dans les calcaires et les dolomies cargneulisées de la nappe de la Grande Motte. Je propose, à titre d'hypothèse, de voir dans cet écaillage du socle le prolongement vers le Sud-Est du rétrochevauchement du Mont Pelve, délimitant ainsi dans le secteur du Plan du Lac deux unités distinctes dans la nappe de la Grande Motte (B. LANDES, E. DEVILLE et P. WESTON, com. pers.). Le schéma structural synthétique (fig.65) que je propose à partir des levées de E. DEVILLE (1986a), D. DUPONT (1985) et B. LANDES (en préparation) reprend cette hypothèse. Dès lors l'écaille de calcschistes de la Crête de la Frêt, interprétée (cf chap II, §D - II) comme une dépendance des Schistes lustrés du massif de Lanserlia, permet de fixer la flèche minimum du rétrochevauchement du Mont Pelve (fig.65a, b et c). En effet, une coupe NW-SE (fig.65a) dessinée dans la direction du déplacement estimée de la nappe (N100-N120, linéation d'étirement L3) montre un décalage vers le Sud-Est du contact Schistes lustrés / nappe de la Grande Motte de l'ordre de 5



km, correspondant à la distance séparant la Crête de la Frêt du contact de base de la nappe des Schistes lustrés sur le Lias du secteur de Lanserlia.

Rappelons néanmoins, que cette reconstruction (déjà proposée par G.S. LISTER, carte et coupes inédites) est basée sur l'interprétation des calcschistes de la Crête de la Frêt comme faisant partie de la nappe des Schistes lustrés. Or cette interprétation, appuyée sur une étude rapide de la composition minéralogique sur diffractogramme de RX, demande encore à être confirmée (arguments sédimentologiques ou étude géochimique).

C - V : Conclusion

L'étude structurale succincte du chaînon du Mont Pelve - plateau de la Réchasse, principalement basée sur l'étude cartographique et quelques observations microstructurales, met en évidence l'importance des phénomènes de rétrocharriage et de la structure en vaste pli couché de style pennique.

Les observations microstructurales ont permis de distinguer trois phases de déformations :

La première (D1) probablement liée à la mise en place des écailles de la pointe de la Réchasse, de la nappe de la Grande Motte et des calcschistes de la Crête de la Frêt ne se traduit dans la série Briançonnaise du Mont Pelve que par de vastes pincées isoclinales de marbres chloriteux. Rappelons qu'à l'issue de cette étude structurale, rien ne permet d'invoquer un décollement notable de la couverture Briançonnaise sur le socle paléozoïque.

La deuxième (D2) se traduit, comme dans le massif de la Dent Parrachée, par un plissement mésoscopique intense de direction axiale N120 en moyenne. C'est probablement à cette phase que l'on doit la formation du pli couché majeur, bien qu'il soit encore difficile de le prouver.

La troisième phase de déformation (D3) reprend, de toute façon, cet ensemble et transforme l'édifice en une vaste nappe de type pli couché avec un flanc inverse fortement laminé et étiré, présentant des microplis réorientés dans la direction de l'étirement D3 (N100 à N110).

L'amplitude minimum du rétrocharriage de l'unité du Mont Pelve est estimée ici au environ de 5 km grâce au lambeau de la nappe des Schistes lustrés conservé dans l'écaille de la Crête de la Frêt sous le chevauchement principal de phase D3.

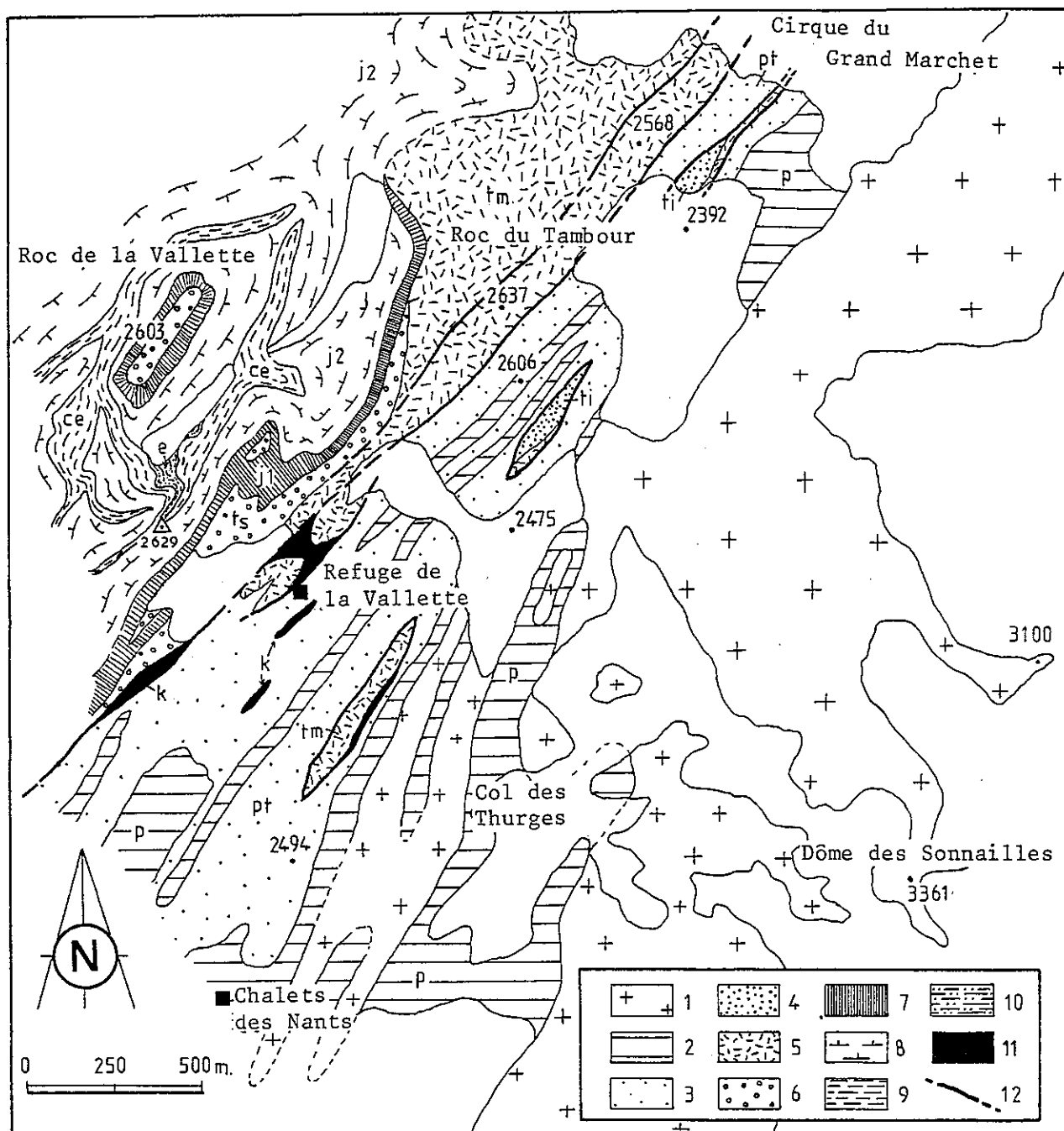


Fig. 66 : Carte géologique du Roc de la Vallette (d'après H. ACCARIE, 1983 et E. JAILLARD, 1984).

Légende : 1, socle paléozoïque indifférencié; 2, Permien; 3, Permo-Trias; 4, quartzites du Trias inférieur; 5, Trias moyen indifférencié; 6, Trias supérieur; 7, Bathonien; 8, Callovien et Malm; 9, Crétacé sup-Paléocène; 10, Eocène; 11, cargneules; 12, failles, contacts anormaux.

D - STRUCTURE DE PHASES D3 ET D4 DANS LE CHAÎNON DU ROC DE LA VALLETTE

D-I : Introduction

Le front nord du massif de Vanoise méridionale a déjà fait l'objet de nombreuses études structurales (B. GOFFE, 1975, H. ACCARIE, 1983, O. MERLE, inédit com. pers. et E. JAILLARD, 1984) qui en ont dégagé les principaux traits de la structure et la superposition de trois phases de déformation. A partir des premiers résultats obtenus lors de l'analyse des secteurs de la Dent Parrachée et du Mont Pelve, il m'est apparu intéressant d'intégrer les données fournies par ces auteurs dans une synthèse d'ensemble du massif. En effet, l'architecture de la zone comprise entre le col du Vallonnet et le cirque du Grand Marchet est dominée par un vaste pli en genou affectant le socle et responsable de la verticalisation des structures antérieures sur la bordure ouest et nord du massif. Or, les travaux de B. GOFFE (1975) et O. MERLE (com. pers.) montrent que la formation de ce pli s'est effectuée postérieurement aux phénomènes de rétrocharriage (D3). Il existe donc dans ce secteur une importante phase tardive (D4), presque inexistante dans le reste du massif, qui se traduit par la surrection du socle paléozoïque et détermine la culmination majeure, grossièrement N-S, du socle de Vanoise méridionale.

L'analyse que j'ai effectuée dans le secteur du Roc de la Vallette et dans la partie supérieure du cirque du Grand Marchet (Pointe du Dard) confirme cette hypothèse et permet de proposer un raccord entre la zone de cisaillements anastomosés de phase D3 du Fond d'Aussois et le rétrocharriage du Mont Pelve.

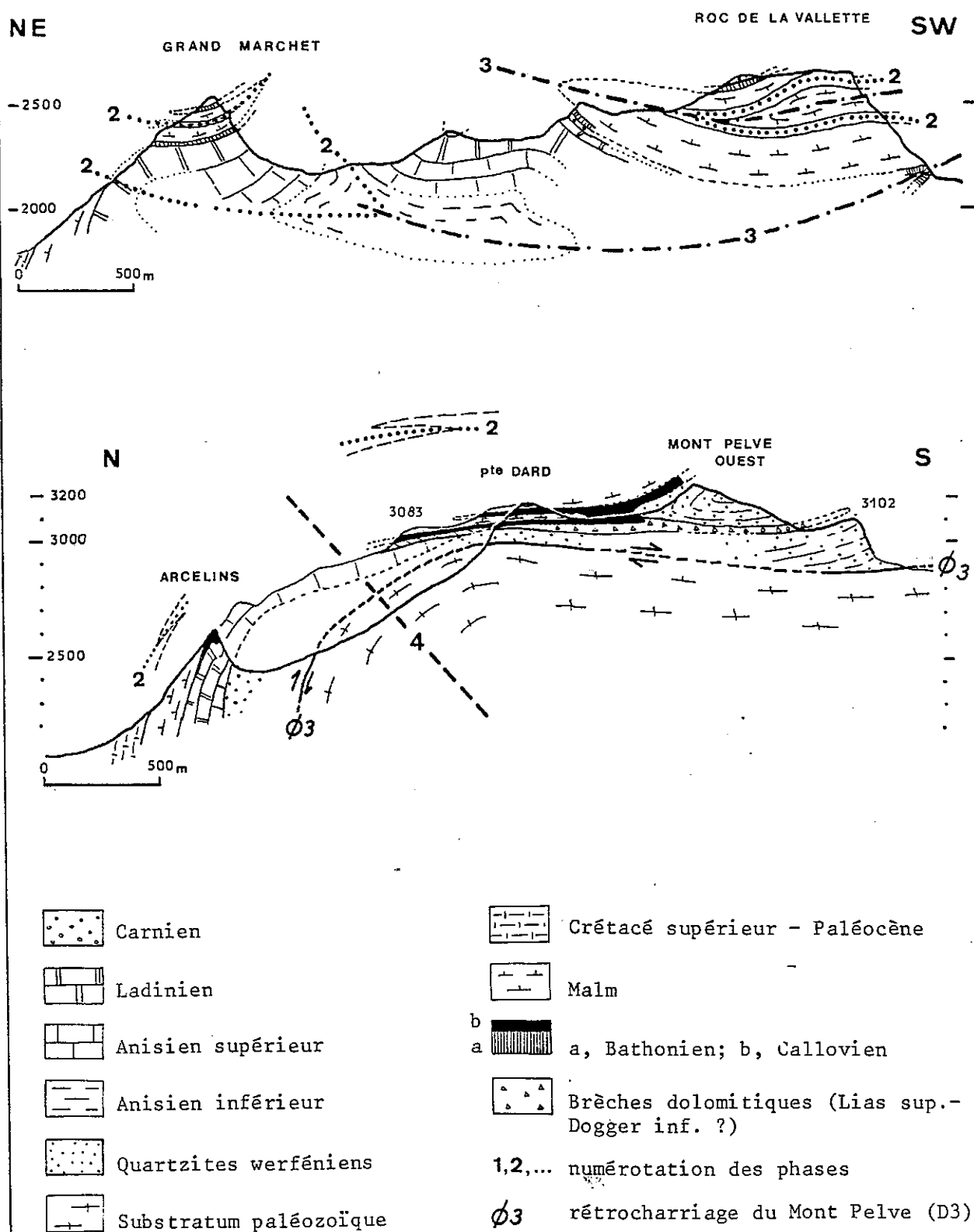
D - II : Analyse des déformations et structures associées (fig.66)

Compte tenu de l'intensité des déformations D3 et D4 et de l'abondance des interférences de plis mineurs, l'analyse des structures précoces D2 (ou éventuellement D1 ?) est extrêmement difficile dans le chaînon du Roc de la Vallette. Je me suis alors particulièrement intéressé au caractère de la déformation D3 et de sa reprise par D4.

a) Structures de phase D2 (d'après H. ACCARIE, 1983, E. JAILLARD, 1984 et B. BROUDOUX, 1985)

La principale structure attribuable à la phase D2 est faite d'un grand pli anticlinal d'axe E-W à plan axial penté vers le Nord dont la charnière est visible dans les dolomies triasiques du Grand Marchet

Fig. 67: Structure générale de la couverture carbonatée du chaînon du Mont Pelve - Grand Marchet - Roc de la Vallette. Coupes géologiques complétées et modifiées d'après E. JAILLARD (1984).



(E. JAILLARD, 1984). Le flanc normal de cette structure se développe dans la partie est de ce secteur (Aiguilles de l'Arcelin et Pointe du Dard) où une cartographie détaillée des formations triasiques et jurassiques (effectuée en compagnie de E. JAILLARD), nous a permis de confirmer le déversement N à NNW des plis d'entraînement associés (F. ELLENBERGER, 1958, J.F. RAOULT, 1980b et E. JAILLARD, 1984) (fig.67). Le flanc inverse, fortement repris par la phase D3, est représenté par la série inverse du Petit Marchet-Roc du Tambour (E. JAILLARD, 1984) et probablement par une partie du Roc de la Vallette (H. ACCARIE, 1983) (fig.67).

Notons que le déversement hypothétique vers le SSW proposé par B. BROUDOUX (1985) ne semble pas pouvoir être retenu, compte tenu des déversements observés sur l'arête nord de la Pointe du Dard et de la dysharmonie imposée aux dolomies triasiques dans la coupe proposée pour appuyer cette hypothèse (B. BROUDOUX, 1985, fig. 139, hypothèse A).

A l'affleurement, la schistosité S2 (en fait, la plus ancienne schistosité visible, S1 locale) de plan axial du pli du Grand Marchet, ultérieurement basculée vers le NW par le pli en genou P4, est prédominante dans les schistes et les calcaires lités du Dogger s.l. (par exemple sur l'arête est du Grand Marchet). Elle est matérialisée par des bandes de concentration de minéraux insolubles (argiles et minéraux opaques) et supporte une linéation d'étirement N-S à N25, bien marquée par des ombres de pression autour de grains de pyrite. Les directions axiales N80 à N100 des plis mineurs P2 sur le flanc normal du pli majeur sont compatibles avec la direction axiale estimée de la grande structure. Dans la série carbonatée du Roc de la Vallette, la S2, lorsque l'on peut la discerner de la S3, transpose le plus souvent la stratification (relation schistosité-stratification caractéristique du flanc d'un pli majeur isoclinal). Quelques plis P2, souvent trop redéformés par D3 pour être analysables, sont localement visibles dans les marbres chloriteux de la Combe des Fars (NW du col Tambour) (O. MERLE, com. pers.).

b) Déformation de phase D3

b-1) Mésostructures et caractère de la déformation

Dans le secteur du Roc de la Vallette, la schistosité S3 subparallèle à la stratification est prédominante et porte une forte linéation d'étirement. Après effacement de la phase D4 (rotation autour d'un axe N40 subhorizontal, cf infra), les plis isoclinaux mineurs (métriques à décamétriques) d'orientation N-S à N40 (fig.71b) sont perpendiculaires à cette linéation d'étirement grossièrement NW-SE (N110 à N120 en moyenne). Mais, en plusieurs points, on peut observer une réorientation

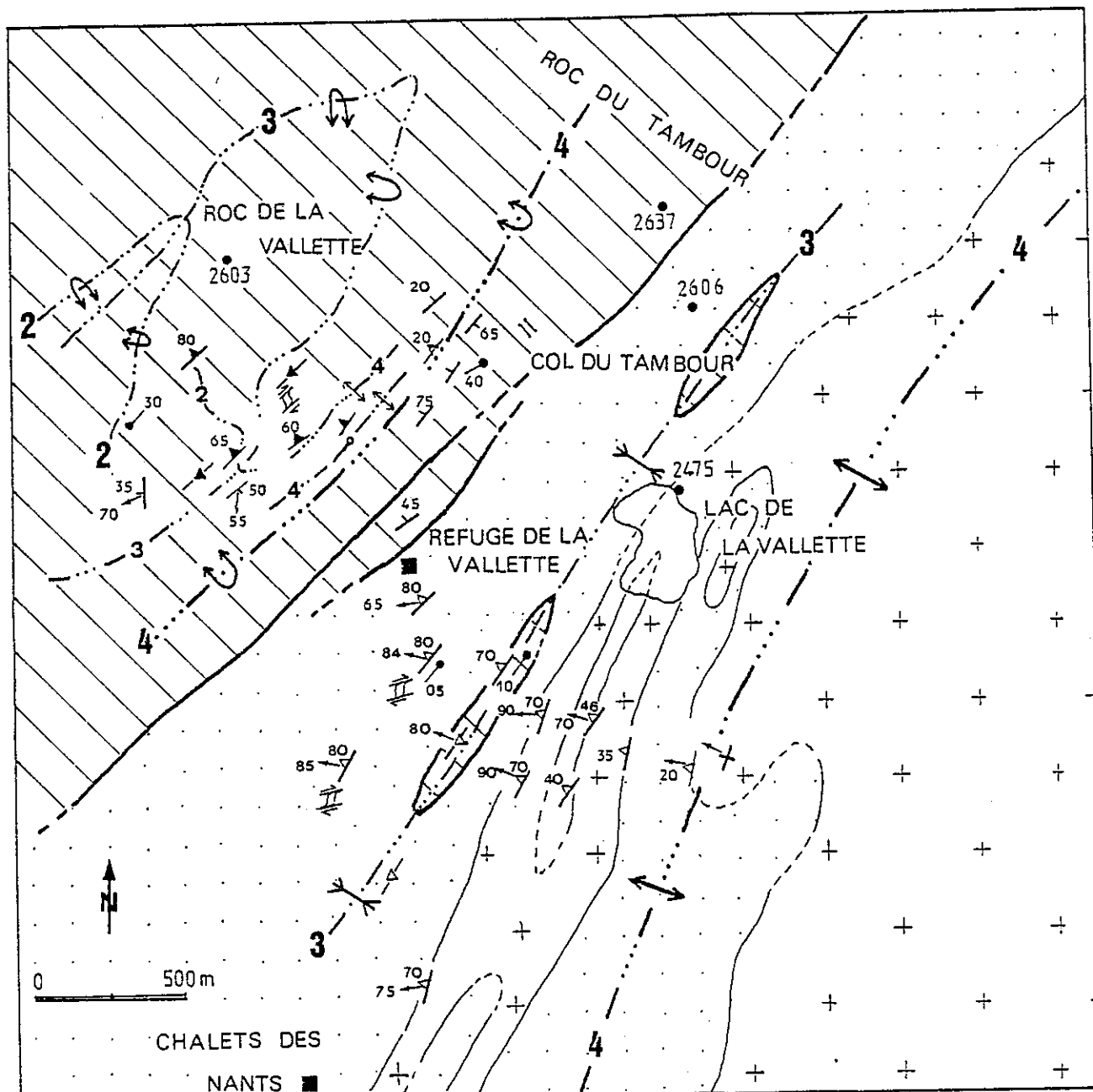


Fig. 68: Schéma structural du secteur du Roc de la Vallette.

- | | |
|---|--|
| Micaschistes de l'Arpont | Pli mineur P4' |
| Série siliceuse (Permien et Permo-Trias) | Pli mineur P3 |
| Série carbonatée | Contacts anormaux, failles |
| Schistosité S0-3: a, verticale; b, horizontale; c, pendage en degré | Bandes de cisaillements |
| Schistosité S4' : idem ci-dessus | Plan axial de pli majeur (avec âge): a, pli couché; b, synclinal; c, anticlinal. |
| Linéation d'étirement (pitch sur S3) | c |

des plis P3 centimétriques dans la direction de l'étirement D3 (par exemple, Trias du Roc du Tambour, O. MERLE, com. pers.).

Le caractère non coaxial (cisaillement) de la déformation D3 est attesté par des bandes de cisaillements (de type surface S et C), visibles en de nombreux points dans les schistes permo-triasiques du col de la Vallette et du Pic de la Vieille Femme (Ouest et Sud-Est du refuge de la Vallette, fig.70b). Ces microstructures, souvent associées dans la couverture carbonatée à une forte schistosité de crénulation S3, fournissent des indications utiles sur les sens de mouvements. En effet, sur les deux flancs du pli en genou P4 (après remise à l'horizontale pour le flanc ouest) ces structures indiquent un cisaillement tangentiel vers l'ESE, cohérent avec ce que l'on connaît par ailleurs de la phase D3.

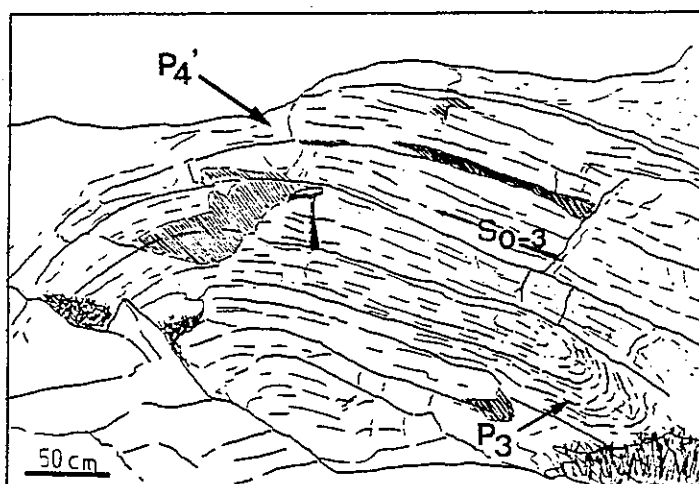
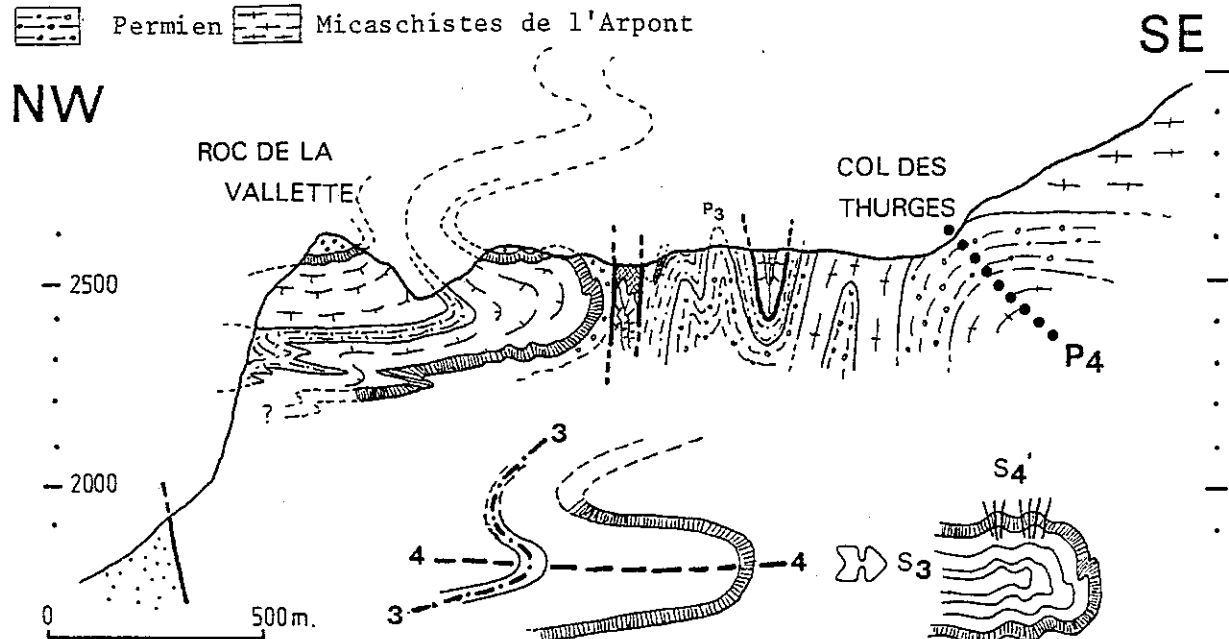
De plus, la déformation D3 se marque aussi, sur la schistosité principale des micaschistes du socle, par une forte linéation minérale à glaucophane (N110 en moyenne, fig.71a). Cette linéation minérale L3, déjà notée par B. GOFFE (1975) est due, sans aucun doute, à une rotation mécanique des baguettes d'amphiboles dans le plan de la S3, transposant ici la ou les schistosités antérieures. Cependant, cette linéation L3 ne doit pas être confondue avec la linéation L1 (N140 en moyenne, J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985a, fig.9a), définie elle aussi par l'orientation des baguettes d'amphiboles, que l'on peut observer dans un secteur (lac de l'Arpont) où la déformation D3 est faible. On constate donc que l'une des microstructures les plus caractéristiques du socle de Vanoise méridionale et localement de la série carbonatée, à savoir la linéation minérale à glaucophane, peut être interprétée selon les secteurs et l'intensité de la déformation D3, soit comme une L1 (direction moyenne N140, fortement dispersée), soit comme une L3 (direction moyenne N110 à N120).

b-2) Grandes structures et interprétation (fig.68)

Dans la couverture carbonatée, les effets de la phase D3 se caractérisent par le vaste plissement isoclinal à coeur de marbres chloriteux et de schistes noirs éocènes, visibles dans la combe des Fars et dans les parois abrupts du Roc de la Vallette (fig.67, 68 et 69). On lui doit, sans doute, les interférences complexes de plis mineurs du versant sud-ouest du Roc de la Vallette et la déformation du plan axial du pli P2 du Grand Marchet (E. JAILLARD, 1984). Ce redoublement de la stratigraphie et l'intensité de la déformation D3 sont à même d'expliquer la transposition de la stratification et des structures antérieures par la S3 d'ampleur régionale.

Fig. 69: Structure du Roc de la Vallette : mise en évidence des plissements de phase D4 (d'après H. ACCARIE, 1983 et O. MERLE, com. pers.)

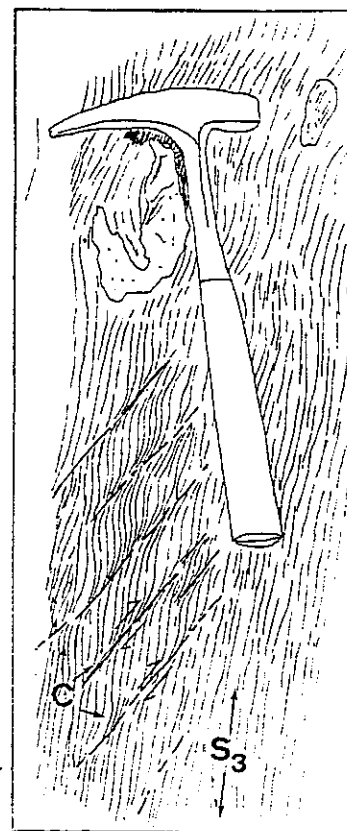
Légende: série carbonatée voir fig. 67,  cargneules  Permo-Trias
 Permien  Micaschistes de l'Arpont



a : Pli P4' métrique replissant un pli P3 isoclinal (la S4' n'est pas visible). Axe P4' N40-horizontale.

Fig. 70: Aspect des mésostructures de phase D3 et D4 à l'affleurement.

b : Aspect des bandes de cisaillement dans les schistes blancs permo-triasiques. Au SE du refuge de la Vallette.



Dans le socle et les séries permienes, les plis P3 de dimensions plus modestes provoquent les grandes pincées de Trias carbonaté visibles dans le secteur à l'Ouest du refuge de la Vallette (fig.66, 68 et 69).

L'intensité de la déformation D3 aussi bien dans la série siliceuse que dans la couverture carbonatée et la transposition dans la S3 de presque toutes les microstructures antérieures, y compris la linéation à glaucophane, me conduit à interpréter l'ensemble de ce secteur (socle et couverture) comme une zone de cisaillement tangentiel vers l'ESE (rétrocharriage) de puissance pluri-hectométrique, ultérieurement basculée par D4. Cet important accident est à corrélérer à la zone de rétrocharriage du Fond d'Aussois et du col du Rosoire qu'il prolonge vers le Nord, jalonné sur son parcours par l'écaille de micaschistes gris dans les séries permienes et permo-triasiques du Vallon des Nants (B. GOFFE, 1975, fig.5).

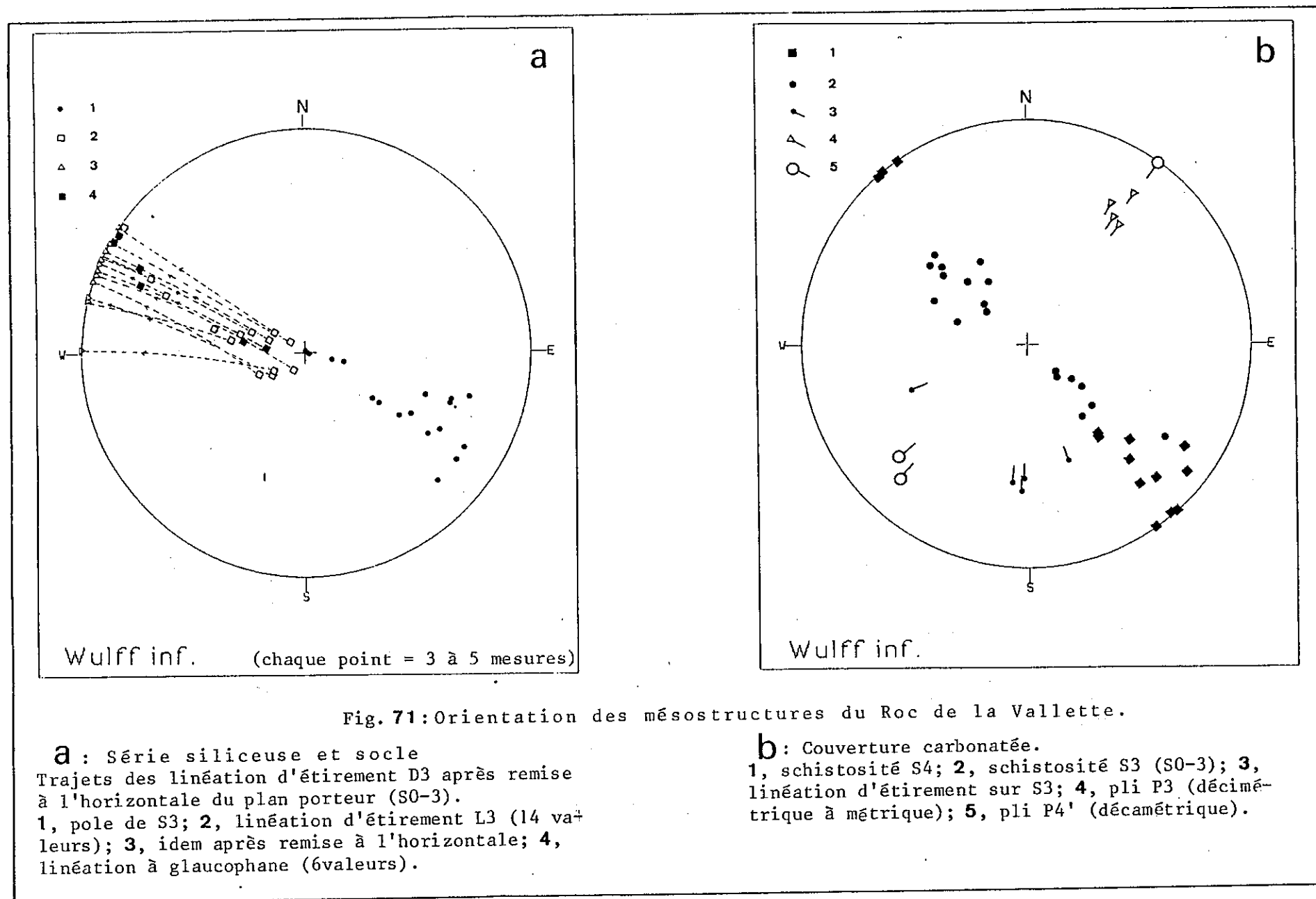
c) Structures de phase D4 (d'après B. GOFFE, 1975, E. JAILLARD, 1984 et O. MERLE, com. pers.) (fig.69)

La dernière phase de déformation visible dans ce secteur (D4 régionale mais troisième phase locale) se caractérise par un comportement différent du socle et de la couverture carbonatée lors du plissement à grand rayon de courbure, déversé vers le Nord-Ouest, visible à la limite socle - série siliceuse de ce secteur (O. MERLE, com. pers.).

c-1) Structures D4 dans le socle et la série siliceuse

La déformation D4, beaucoup moins pénétrative que les deux précédentes, est en premier lieu responsable du vaste pli en genou **non cylindrique** de la limite socle - série siliceuse. La direction axiale de cet anticlinal varie en effet d'Est-Ouest (dans le cirque du Grand Marchet) jusqu'à Nord-Sud (au col du Vallonnet). Un prolongement possible de cette structure est proposé par B. GOFFE (1975) jusqu'au Sud de l'Aiguille de la Vanoise.

A l'affleurement, ce plissement provoque la verticalisation et la réorientation des structures D3. Sur l'ensemble du Dôme de Chasseforêt (flanc est du pli P4), la foliation S3 est horizontale et supporte une forte linéation d'étirement (et/ou minérale à glaucophane) de direction N110 à N120. Sur la même schistosité S3, verticalisée sur le flanc à regard ouest à nord du pli, le plongement de la linéation varie logiquement avec le pendage du plan porteur (S3) progressivement redressé. Sur stéréogramme (fig.71a), lorsque l'on replace la schistosité S3 à l'horizontal, la linéation reprend sa direction originelle, identique à celle observée sur le flanc horizontal (Est) du pli majeur P4. De même,



les bandes de cisaillement D3 indiquent alors un sens de cisaillement vers l'ESE, cohérent avec la vergence du rétrocharriage.

Cela nous permet de conclure (1) que le plissement P4 s'est effectué autour d'un axe grossièrement horizontal, mais de direction variable (pli non cylindrique) (O. MERLE, com. pers.), (2) que la zone de cisaillement D3 d'échelle pluri-hectométrique, verticale sur la bordure ouest et nord du massif, suit l'enveloppe des terrains paléozoïques plissée par D4 et passe à l'horizontale sous la série mésozoïque du Mont Pelve - Plateau de la Réchasse (fig.67).

Une schistosité S4, non pénétrative, est localement signalée par O. MERLE (com. pers.) au col du Vallonnet avec une orientation Nord-Sud pentée 45° vers l'Est. Néanmoins, cette phase de déformation D4 paraît être post-schisteuse et relativement tardive dans l'histoire métamorphique du massif.

c-2) Structures de phase D4 dans la couverture carbonatée (d'après O. MERLE)

Les structures attribuables à la phase D4 dans la couverture carbonatée du Roc de la Vallette ont un comportement sensiblement différent.

En effet, dans le prolongement du flanc vertical du pli en genou P4, on observe, à l'Ouest du col de la Vallette, un vaste pli isoclinal faiblement aplati, bien matérialisé par l'enveloppe des terrains du Jurassique moyen (fig.69). Or, à la différence du pli isoclinal du Roc de la Vallette, cette structure n'admet pas la S3 comme plan axial, mais replisse cette dernière en renversant avec elle les critères de cisaillement (bandes de cisaillement) que l'on observe en plusieurs points dans les marbres chloriteux. A la suite de O. MERLE qui a mis cette structure en évidence, on doit admettre que cette charnière est postérieure à la schistosité S3 et donc à la déformation D3.

Cette charnière est ultérieurement replissée par un ensemble de plis droits d'échelle décamétrique qui développent une schistosité verticale (ou faiblement en éventail) d'orientation N35 à N40 (fig.71b). Cet ultime replissement (tardi-D4 ou D4') s'observe notamment sur le petit plateau au Nord-Ouest du refuge de la Vallette (fig.70a).

Cet ensemble de structures D4 (et D4') dans la couverture carbonatée est interprété (O. MERLE, com. pers.) comme le résultat du glissement de cette couverture, à la manière d'une "structure collapse", sur le flanc ouest et nord de l'intumescence de socle. Ce glissement est, en effet, partiellement favorisé à la base de la couverture par l'importante couche de schistes

permo-triasiques et de cargneules rendue ductile à la suite des déformations D2 et D3. C'est au cours de cette étape que se forme la tête de pli du secteur de la Vallette. Le soulèvement et le chevauchement du socle vers le Nord ou le Nord-Ouest se poursuivant, le pli P4 isoclinal de la couverture est alors lui-même redéformé (D4') par une phase de plis droits à schistosité verticale associée. C'est probablement à ce phénomène de glissement de la couverture par rapport au socle, peut-être associé aux grandes failles verticales N50 du Roc du Tambour, que l'on doit le basculement du plan axial du pli P2 du Grand Marchet qui, actuellement penté vers le Nord, laisse supposer un déversement sud à sud-est des structures D2 de ce secteur (B. BROUDOUX, 1985).

D'autre part, les observations effectuées par E. JAILLARD (1984) dans la couverture de ce secteur montrent la liaison probable de ce chevauchement de socle avec des indices de décrochements sénestres sur la bordure SW du massif, associés au mouvement décrochant majeur de l'accident Modane-Chavière lors de la phase D4 (E. JAILLARD, 1984, E. JAILLARD et G. DETRAZ, 1984).

D - III : Conclusion

L'analyse structurale du front nord de Vanoise méridionale permet d'y reconnaître l'importance de la phase D4, extrêmement discrète dans le reste du terrain étudié.

Le caractère de la déformation (glissement collapse de la couverture) et les mésostructures associées (pli P4' à schistosité verticale) conduisent à interpréter cette phase comme le résultat du soulèvement-chevauchement à vergence N à NW du socle de Vanoise méridionale (O. MERLE, com. pers.) induisant ainsi un poinçon de socle accompagné d'un coulisement sénestre le long de l'accident de Chavière (E. JAILLARD, 1984), jouant ici le rôle de rampe latérale. Ce soulèvement semble s'intégrer aux phénomènes de progression des rétrocharriages vers l'intérieur de la chaîne (SE) que l'on a pu mettre en évidence dans le secteur du Fond d'Aussois. Au cours de ces mouvements D3, le rétrocharriage du Mont Pelve et le socle sous-jacent seraient, par création en profondeur d'un nouveau plan de cisaillement à vergence Sud-Est, déplacés passivement (piggy-back sequence) et subiraient une phase tardive de déformation (pli en genou P4) associée à un basculement vers Nord-Ouest des structures D3 (back-tilting).

Compte tenu du prolongement probable de l'axe anticlinal P4 dans le secteur du col de la Vanoise (B. GOFFE, 1975) et des indices de décrochement dextre sur les failles N140 à N160 de la vallée de l'Isère (à l'Est de la Grande Casse, R. MARION, 1984), il est possible que ce poinçon de

socle, d'ampleur régionale, soit limité au Nord-Est par les accidents subméridiens de la vallée de l'Isère. Cependant, cette dernière hypothèse reste à confirmer ou infirmer par de nouvelles données de terrain, dont on ne dispose pas encore.

Pour la partie sud et est du massif, la déformation D4 se manifeste principalement par une inflexion beaucoup plus douce de la bordure est du socle (fig.41) associée au jeu de failles récentes. De plus le développement local, dans les secteurs du Fond d'Aussois et du lac de l'Arpont, d'un dernier ensemble de micro-shear zones de type schistosité de crénulation d'extension ("extensional crenulation cleavage", J.P. PLATT et R.L.M. VISSERS, 1980, J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985a et b) est peut-être à relier au soulèvement tardi-D3 (D4) du socle. En effet, ces structures, qui montrent communément un sens de cisaillement vers l'ESE (J.P. PLATT, com. pers.), traduisent peut-être les effets d'un glissement gravitaire, vers le Sud ou l'Est, de la couverture sur le versant oriental du bombement de socle, équivalent au phénomène mis en évidence dans le secteur du Roc de la Vallette.

D'autre part, la mise en évidence de ce vaste bombement tardif qui verticalise les structures antérieures, et notamment la zone de rétrochevauchement de la bordure ouest du massif, permet proposer un raccord entre cette dernière et le rétrocharriage du Mont Pelve. En effet, le cisaillement intense D3 de la couverture et du socle de la Vallette, redressé par le pli P4 majeur, ne se prolonge pas vers le Nord ou le Nord-Ouest à travers la série mésozoïque des aiguilles de l'Arcelin, mais passe à la limite socle - couverture sur le flanc horizontal (supérieur) du pli en genou de socle (fig.67).

De plus, on constate qu'à la fois dans le secteur du Roc de la Vallette et dans le chaînon du Mont Pelve, c'est le flanc inverse d'un pli couché majeur attribuable à la phase D2 qui est fortement déformé et cisailé par la phase de rétrocharriage. C'est donc à l'issue de l'étude de ces deux secteurs qu'il me paraît plus cohérent d'interpréter le pli couché du Mont Pelve comme un vaste pli P2 de style pennique à coeur de socle, ultérieurement accentué et repris par le chevauchement basal D3 du Mont Pelve et de la Crête de la Frêt.

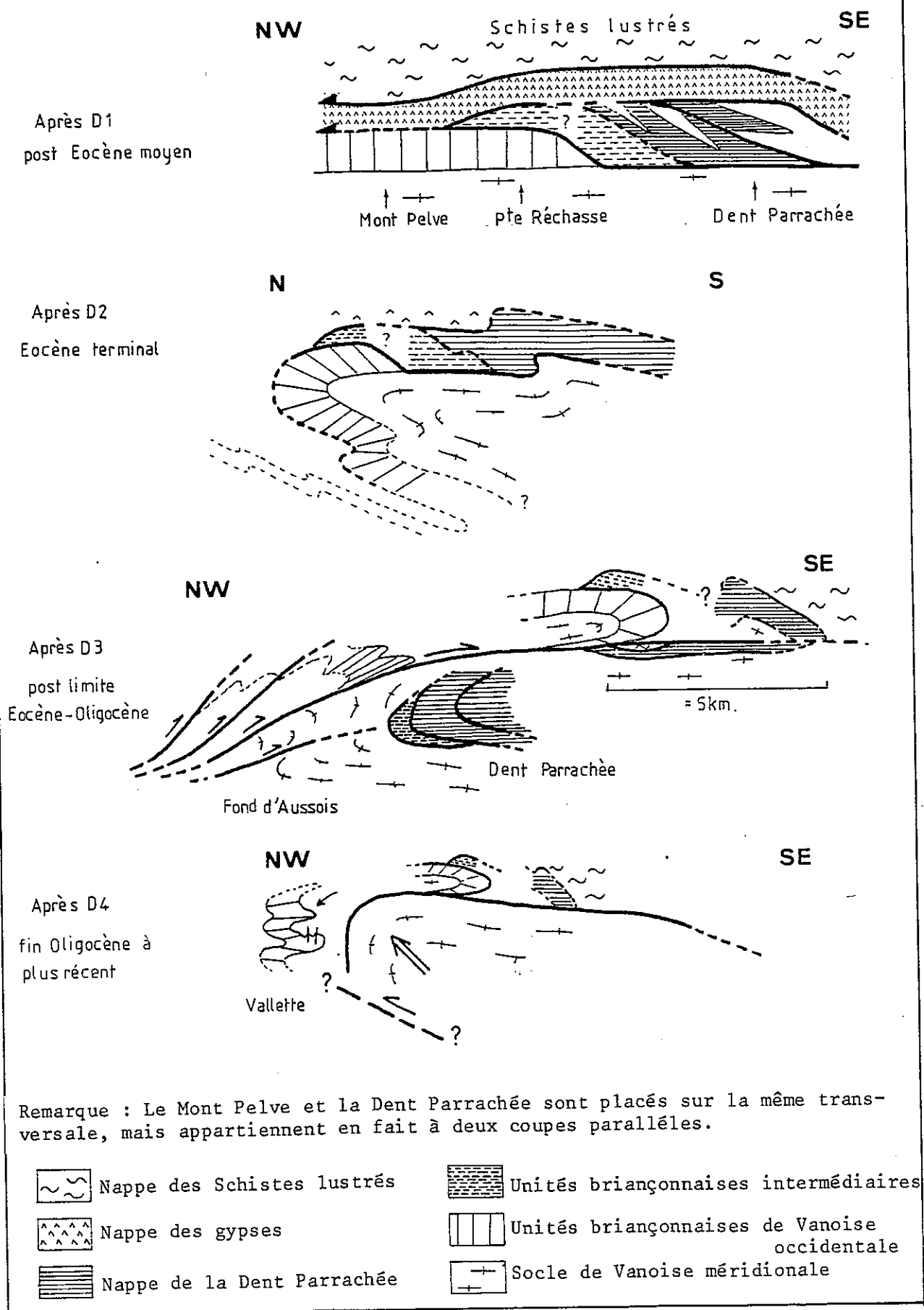


Fig. 72 : Reconstitution de l'histoire tectonique de Vanoise méridionale.

E - CONCLUSION DE L'ETUDE STRUCTURALE

E - I : Récapitulation des phases tectoniques (fig.72)

L'étude effectuée chaînon par chaînon a donc permis de reconnaître sur l'ensemble du massif quatre phases principales de déformations synschisteuses d'importance notablement différente selon les secteurs, à savoir;

a) La phase D1, responsable de l'empilement des nappes, se caractérise à la fois par une structure en écailles et le développement de vastes plis couchés isoclinaux (probablement NE-SW), fortement aplatis, comme on peut l'observer dans le massif de la Dent Parrachée. Dans la série briançonnaise du front nord de Vanoise méridionale, la phase D1 se traduit par la mise en place de l'écaille de la Pointe de la Réchasse et par une forte schistosité surtout visible dans les marbres chloriteux pincés du plateau de la Réchasse. Cependant, dans ce secteur aucune autre structure de grande ampleur, ni écaillage de la série ne peuvent être attribués avec certitude à D1. Les critères de cisaillement observés dans les contacts entre écailles et la forte linéation d'étirement L1 (et/ou minérale à glaucophane, dans le socle) de direction N140 en moyenne suggèrent une direction de transport vers le Nord-Ouest au cours de cette phase. Les mécanismes qui ont conduit à la mise en place des nappes dans un régime de *substitution de couverture* seront discutés dans le chapitre IV.

b) La phase D2 reprend cet édifice de nappes et structure le massif en un vaste pli pennique d'axe N80 à N120 déversé au Nord, dont la charnière principale à coeur de socle est représentée par le pli couché du Mont Pelve et la charnière Est-Ouest du Grand Marchet. Le flanc normal constitué par la série, à l'endroit, du Mont Pelve - Pointe du Dard - Plateau de la Réchasse se prolonge probablement par l'édifice charrié (au cours de D1) du massif de la Dent Parrachée puisque l'asymétrie des plis P2 observés est systématiquement à regard Nord ou Nord-Est (S2 de plan axial penté Sud-Ouest). Le flanc inverse partiellement conservé dans le chaînon du Roc de la Vallette et à la base du Mont Pelve (Barre de la Letta et Crête de la Frêt) reste cependant en grande partie méconnu. L'importance des plis couchés, transverses à l'édifice alpin, envisagée par J.F. RAOULT (1980b) et déjà reconnue dans les chaînons de Vanoise reposant sur la zone houillère (E. JAILLARD, 1984 et G. DETRAZ, 1984), est ainsi confirmée et illustrée dans le massif de Vanoise méridionale. Le caractère non coaxial de la déformation mésoscopique D2 et la réutilisation locale du contact Dent Parrachée / Arpont

laissent supposer que la phase D2 n'est, peut être, que la fin des mouvements initiés au cours de la phase D1, avec une direction de transport grossièrement vers le Nord (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b).

c) La phase D3 correspond à la phase classique de rétrocharriage et de rétrodéversement des structures vers l'Est. L'édifice de nappes est alors séparé en deux unités d'ampleur régionale par le rétrocharriage majeur de la bordure ouest et nord du massif. L'unité inférieure, constituée du socle paléozoïque et de l'empilement d'écailles de la Dent Parrachée, se structure en une vaste synforme d'axe SW-NE déversée au SE. L'unité supérieure comprend, outre la structure en écailles imbriquées du Fond d'Aussois, les chaînons briançonnais à coeur de socle du front nord de Vanoise méridionale. Dans ce secteur, le massif du Mont Pelve présente une structure, probablement héritée de la phase D2 et accentuée par D3, de pli-nappe avec un flanc inverse fortement étiré. L'amplitude minimale du rétrocharriage de l'unité supérieure peut être estimée à 4 ou 5 km grâce à la conservation, à la base du Mont Pelve, d'une écaille de calcschistes interprétée ici comme une dépendance de la nappe des schistes lustrés. Cette reconstitution, déjà proposée par G.S. LISTER (carte et coupe inédites, com. pers.) reste néanmoins à confirmer par une cartographie plus précise du massif de Lanserlia (travaux en cours de P. WESTON et de B. LANDES).

d) La phase D4, principalement développée dans la partie nord du massif, se traduit par un plissement à grand rayon de courbure des structures antérieures et notamment du rétrocharriage du Mont Pelve. Dans le secteur compris entre le col du Vallonnet et le cirque du Grand Marchet, ce plissement prend le caractère d'un chevauchement de socle provoquant la surrection de l'édifice paléozoïque et le glissement de la couverture carbonatée sur le flanc nord et ouest du pli majeur P4. L'existence d'une ultime phase de plissement mineur (D4') dans la couverture du Roc de la Vallette traduit le sens de déplacement vers le Nord-Ouest de ce chevauchement, probablement limité à l'Ouest par le coulisement senestre de l'accident de Chavière (E. JAILLARD, 1984) jouant comme une rampe latérale lors de D4.

La signification exacte de ce mouvement tardif vers le Nord-Ouest d'une partie relativement importante du socle n'est pas claire. Une analyse structurale plus complète des régions voisines devrait permettre de reconnaître s'il s'agit d'un phénomène local antithétique du rétrocharriage général vers l'ESE (phase D4 de E. JAILLARD et D3 de G. DETRAZ et de B. BROUDOUX) ou si l'on a à faire à un phénomène de plus grande ampleur en liaison avec un rétrochevauchement profond.

Dans le reste du massif, la déformation D4 se manifeste essentiellement par une inflexion beaucoup plus douce de la bordure est et sud du socle et par le jeu de failles récentes, pour la plupart subméridiennes et à jeu normal.

L'ensemble des déformations synschisteuses reconnues, sont suivies d'une ou plusieurs phases cassantes (?). Compte tenu, du faible développement de cette déformation fragile et de la forte anisotropie des terrains, acquise au cours des phases synschisteuses antérieures, l'analyse de cette déformation ne m'est pas paru réalisable dans le massif de Vanoise méridionale.

E - II : Relations avec l'histoire métamorphique

En Vanoise, les liaisons entre événements tectoniques et métamorphiques semblent être bien définies pour les phases récentes D2 et D3. Mais, en ce qui concerne la phase D1 et la (ou les) phase(s) de métamorphisme à fort gradient de pression, leurs relations sont encore incertaines et prêtent à de nombreuses discussions. Pour cette dernière, il est important de distinguer les observations effectuées dans le socle et celles effectuées dans la couverture où les événements de métamorphisme HP n'ont pas nécessairement le même âge ni les mêmes conditions P et T (J. BOCQUET, 1974b, cf Chapitre I). Ce problème n'a cependant pas fait l'objet d'une étude détaillée et les quelques observations réalisées, principalement dans les calcaires de la nappe de la Dent Parrachée, n'apportent pas d'éléments nouveaux.

a) Les phases D2 et D3

Communes à toutes les unités et reconnues dans les principaux chaînons voisins (E. JAILLARD, 1984, G. DETRAZ, 1984 et B. BROUDOUX, 1985, cf § E-III), ces deux phases sont d'après J.P. PLATT et G.S. LISTER (1985a et b) nettement séparées par la phase de cristallisation des paragenèses à albite porphyroblastique, chlorite et biotite verte du faciès schistes verts classique. Les âges radiométriques mésoalpins (38 à 40 Ma) obtenus pour ces paragenèses (J. BOCQUET et al, 1974, J. DESMONS, 1977) permettent de proposer;

- pour la phase D3 (et les phases ultérieures) un âge oligocène à plus récent,
- pour la phase D2 un âge anté-oligocène (probablement éocène terminal).

b) Relation phase D1 et métamorphisme HP

b-1) Dans le socle de l'Arpont

D'après la chronologie proposée par J.P. PLATT et G.S. LISTER (1985a et b), la phase D1 serait associée à la cristallisation du glaucophane et de l'épidote, mais succéderait au développement des principales paragenèses HP/BT à glaucophane, jadéite et quartz. Dans le socle, la phase D1 serait donc postérieure à la phase de métamorphisme "schistes bleus" pour laquelle on envisage un âge éoalpin (80 Ma) hypothétique (J. BOCQUET, 1974).

b-2) Dans la nappe de la Dent Parrachée

Le plus faible développement des paragenèses à fort gradient de pression (ferro-glaucophane, phengite $\pm$ lawsonite) ne permet pas des observations aussi fiables que dans le socle. Cependant la rotation des pseudomorphoses probables de lawsonite par la S2 (cf. Chap III, § B - II, b-2) et le développement local des baguettes d'amphiboles dans la foliation principale (S0-1) des schistes rhétiens suggèrent que la déformation D1 s'est effectuée dans les conditions de cristallisation des paragenèses de type schistes verts à glaucophane. Dans cette couverture, la phase D1 et le métamorphisme associé sont nécessairement postérieurs au dépôt des schistes noirs de Pralognan, probablement d'âge éocène moyen (F. ELLENBERGER et J.F. RAOULT, 1979) et précèdent la rétro-morphose d'âge mésoalpin (38 à 40 Ma). La phase D1 daterait dès lors du début de l'Eocène supérieur.

b-3) Dans les unités de couverture briançonnaise

Nous manquons ici d'observations de détail sur les relations microstructures - métamorphisme. Cependant, B. GOFFE (1982) envisage à partir de l'évolution des conditions P et T une histoire métamorphique prograde commune pour le socle de Vanoise méridionale et pour l'ensemble de la couverture briançonnaise (cf. Chap I, fig.12), puis une séparation de la couverture, après l'apex du métamorphisme HP/BT, en trois unités distinctes. Les unités de Vanoise occidentale et de Vanoise septentrionale seraient charriées sur les socles "froids" de la zone houillère et de Vanoise septentrionale, tandis que la couverture de Vanoise méridionale resterait, quant à elle, sur son socle d'origine, ce qui s'accorde avec le repos en série normale et continue de la série du Mont Pelvé - Réchasse sur le socle micaschisteux.

Cette hypothèse va à l'encontre d'un éventuel hiatus métamorphique entre le socle et la couverture évoqué par J. BOCQUET (1974). Cette éventualité, basée principalement sur l'absence de la jadéïte dans la couverture (cf. Chap. I), est critiquée sur des arguments pétrogénétiques par B. GOFFE (1982). Ce domaine d'étude n'ayant pas été abordé, il ne me semble pas possible de discuter valablement les éléments qui ont conduit à ces deux hypothèses. Cependant, les relations structurales observées entre le socle de l'Arpont et la couverture briançonnaise appuient l'hypothèse d'un contact initial stratigraphique déjà proposée par J.F. RAOULT (1980b) et par B. GOFFE (1982).

En revanche, il ne me semble pas possible de retenir la chronologie proposée par B. GOFFE (1982) qui place la séparation des unités de couverture lors du rétrocharriage (notre phase D3). En effet, comme l'ont signalé E. JAILLARD et G. DETRAZ (1984), la séparation serait due à la phase D1, puisque les différentes unités briançonnaises sont plissées par D2 avec leur socle respectif, à la fois sur la zone houillère et sur la Vanoise méridionale. Cette chronologie est confirmée par l'étude de la nappe de la Dent Parrachée, dont le charriage sur le socle, à la place de la couverture briançonnaise, est dû à la phase D1.

E - III : Comparaison avec les chaînons voisins (fig.73)

Les corrélations proposées entre les successions relevées dans les différents chaînons voisins (voir par exemple : B. BROUDOUX, 1985, fig. 151) ont mis en évidence une histoire tectonique cohérente en quatre phases principales de déformation, que l'on confirme à travers cette étude. Pour les phases D2 à D4 on reconnaît, en effet, une géométrie et un style de déformation identiques entre le terrain étudié et les chaînons voisins (Vanoise occidentale, E. JAILLARD et G. DETRAZ, 1984, Vanoise septentrionale, B. BROUDOUX, 1985). Mais, en ce qui concerne la première phase enregistrée dans les unités de couverture, on note une forte variation dans le style de la déformation.

Notre phase D1 est à corrélérer avec l'écaillage local du massif du Vallaisonnay (pré-D1 de B. BROUDOUX) et avec le charriage généralisé de la nappe briançonnaise sur le socle de la zone houillère (D0 de G. DETRAZ et D1 de E. JAILLARD). Or, dans ces deux dernières régions, cette phase de charriage précoce se caractérise par un style de déformation fragile, sans plissement de grande ampleur associé, qui s'oppose au style ductile (et synmétamorphique, cf § E-II) reconnu dans la nappe de la Dent Parrachée, et semble-t-il, dans une partie de la couverture briançonnaise de Vanoise méridionale. Une opposition aussi brutale est suprenante et semble évoquer un important

Fig. 73 : Corrélations des différents événements alpins reconnus dans les chaînons voisins.

D'après E. JAILLARD (1984), G. DETRAZ (1984) et B. BROUDOUX (1985).

Vanoise Méridionale et Dent Parrachée (1)&(2)		Vanoise Méridionale et Septentrionale (3)		(1) Cette étude (2) J.P. PLATT et G.S. LISTER 1978, 1985a et b
IV	D4 : soulèvement et chevauchement du socle paléozoïque vers le NW	IV	D3 : plis NE-SW déversés au SE ou au SSE	
III	D3 : rétrocharriage et plissement d'axe N40 à vergence ESE	III	D2 : plis subméridiens synschisteux déversés à l'Est (rétrocharriage)	
II	D2 : plissement d'ensemble du socle et des couvertures charriées	II	D1 : plis couchés transverses synschisteux à vergence localement Sud (?)	
I	D1 : charriage de la nappe de la Dent Parrachée, de la Pointe de la Réchasse et de la nappe des Schistes lustrés	I	D0-pré D1 : déplacements des nappes vers le Nord ou le NW et écaillage de la série briançonnaise du Vallaisonnay	
Vanoise occidentale (Ouest de Pralognan) (4)		Bordure interne de la Zone houillère (5)		(3) B. BROUDOUX, 1985 (4) E. JAILLARD, 1984 (5) G. DETRAZ, 1984
IV	D4 : plis NE-SW finischisteux et décrochement senestre subméridien (accident de Chavière)	IV	D3 : plis NE-SW déversés au Sud-Est	
III	D3 : plis subméridiens synschisteux déversés à l'Est	III	D2 : plis subméridiens synschisteux, déversés à l'Est	
II	D2 : plis couchés transversaux synschisteux à vergence Nord	II	D1 : plis couchés transversaux synschisteux déversés au Nord	
I	D1 : charriage de la couverture briançonnaise sur la zone houillère	I	D0 : charriage de la couverture briançonnaise sur la zone houillère	

changement de niveau structural lors de la mise en place des nappes, de part et d'autre de l'accident de Chavière. On pourrait expliquer ce changement de niveau structural par l'absence de surcharge sur les unités de Vanoise occidentale lors du charriage D1, alors qu'une surcharge importante devait exister sur l'unité de la Dent Parrachée compte tenu du style et de l'association de cette première phase avec les paragenèses HP/BT. Cependant cette première hypothèse s'accorde assez mal avec le contexte métamorphique, décrit précédemment, puisque les unités de couverture briançonnaise conservent sous la forme de paragenèses à carpholite-chloritoïde les effets d'un métamorphisme HP que la zone houillère n'a pas subi. Ces unités ont donc acquis avant charriage un métamorphisme qui implique une forte surcharge (B. GOFFE, 1982). D'autre part, les faciès métamorphiques de la nappe de la Dent Parrachée et des unités briançonnaises étant à peu près comparables, on doit admettre que la mise en place des nappes s'est effectuée dans le même niveau structural.

En conséquence, on est amené à proposer une deuxième hypothèse qui explique la variation du style de la déformation D1, à niveau structural identique, par les différences de comportement mécanique des lithologies présentes dans les deux types d'unités analysés. En effet, comme P. TRICART (1980) a pu le montrer dans des nappes de lithologies contrastées (par exemple, nappe de Peyre-Haute dans la région de Briançon), le style de la déformation enregistrée est principalement contrôlé par la compétence des lithologies concernées. Ainsi, dans les unités briançonnaises qui présentent une ossature calcaréo-dolomitique très compétente, les empreintes de la déformation seront principalement de style "fragile". A l'inverse, dans l'unité de la Dent Parrachée, dont la série se caractérise par un Lias calcaire épais très peu compétent, on observera, dans les mêmes conditions de surcharge, une déformation de style ductile.

Pour confirmer cette dernière hypothèse, il conviendrait d'étudier dans les unités de Vanoise occidentale les niveaux peu compétents (calcaires et dolomies argileuses du Trias moyen et marbres chloriteux) où l'on pourrait éventuellement mettre en évidence les effets d'une déformation pénétrative D1. Ce type de déformation ductile d'échelle mésoscopique a d'ailleurs été déjà signalé par G. DETRAZ (1984, p.98) sous la forme d'un litage tectonique anté-D2 dans les marbres chloriteux au Sud du col de Chavière, et paraît être reconnu depuis peu dans les niveaux peu compétents de l'Anisien par E. JAILLARD (com. pers.) dans les chaînons de Vanoise occidentale.

CHAPITRE IV

SYNTHESE ET CONCLUSION

A - RECAPITULATION DES DIFFERENTES UNITES

B - SYNTHESE TECTONIQUE

B - I : Récapitulation des phases principales des déformations

B - II : Mécanisme de mise en place des nappes de Vanoise méridionale

a) Introduction

b) Contexte paléogéographique

c) Géométrie et caractère de la déformation D1

d) Schéma tectonogénétique de mise en place de la nappe de la Dent Parrachée

e) Conclusion

C - PRINCIPAUX RESULTATS ET PROLONGEMENTS POSSIBLES

A - RECAPITULATION DES DIFFERENTES UNITES

L'étude structurale et sédimentaire du massif de Vanoise méridionale, nous a permis de distinguer un certain nombre d'unités de couverture se caractérisant par leur contenu lithostratigraphique et de préciser leurs relations avec le socle paléozoïque de Vanoise méridionale. On distingue, en effet, les différentes d'unités suivantes;

- le socle paléozoïque du massif de l'Arpont qui constitue l'unité la plus basse dans l'édifice de nappe et qui conserve dans sa structure interne les restes désorganisés d'un pli couché majeur (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985a).
- les unités de séries briançonnaises classiques dont les deux principaux affleurements (front nord de Vanoise méridionale et Forts de l'Esseillon) montrent le repos sur le socle, en série normale et continue, des termes d'âge werfénien à éocène de la série briançonnaise de type Vanoise occidentale. On admet sur la base d'arguments structuraux le caractère autochtone de ces séries sur le Paléozoïque de Vanoise méridionale.
- les unités de série de type Grande Motte, dont le caractère allochtone se reconnaît dans la nappe de la Dent Parrachée par leur repos, le plus souvent en série inverse, directement sur le socle micaschisteux de l'Arpont. Au Sud-Ouest, vient s'intercaler dans cet édifice de nappes plissées l'écaille parautochtone de Plan d'Amont.
- l'unité parautochtone de Plan d'Amont qui apparaît cartographiquement comme une unité tectonique distincte. A la base de cette série d'âge permien à trias moyen, le Permien repose systématiquement sur les micaschistes de l'Arpont par l'intermédiaire d'un coussinet ductile, intensément déformé, de schistes permo-triasiques. Au sommet, les quartzites werféniens ou les dolomies du Trias moyen reposent indifféremment sous le Norien ou sous le Lias de la nappe de la Dent Parrachée toujours par l'intermédiaire de cargneules. L'attribution à l'une ou l'autre des deux types de séries précédemment cités reste délicate. En effet, de par sa composition stratigraphique cette unité peut être interprétée comme le substratum anté-norien de la nappe de la Dent Parrachée ou comme une partie écaillée de la série briançonnaise des Forts de l'Esseillon.
- la nappe des Schistes lustrés et sa semelle évaporitique ("nappe des gypses") qui surmonte l'ensemble de l'édifice de nappes. Cette unité composite d'origine interne repose

actuellement, au Nord-Est sur des lambeaux de l'unité de la Grande Motte (secteur du plateau du Pelve et massif de Lanserlia), au Sud, sur les unités de série briançonnaise de la Vallée de l'Arc (Forts de l'Esseillon).

La position structurale actuelle des différentes unités, acquise principalement pendant la phase de mise en place des nappes (phase D1), ne permet pas, par simple "dépliage" de l'édifice, de proposer une reconstitution paléogéographique de la zone briançonnaise de Vanoise. Par contre, la constitution lithostratigraphique des différentes unités, replacée dans le contexte régional, nous a permis, en caractérisant les séries par leur niveau d'érosion anté-dogger et par l'âge des premiers termes transgressifs du Jurassique, de préciser les modalités de passage entre les zones internes de Vanoise occidentale (front nord de Vanoise méridionale) et la bordure ouest à nord-ouest de la dépression liasique de la Grande Motte (Dent Parrachée), à travers un escarpement faillé acquis au cours du Lias (inférieur à moyen)(voir conclusion du Chapitre II).

B - SYNTHESE TECTONIQUE

B - I : Récapitulation des phases de déformation

Le massif de Vanoise méridionale est un assemblage tectonique synmétamorphique des différentes unités distinguées ci-dessus dont la structuration s'est effectuée à partir du début de l'Eocène supérieur, au cours de quatre phases principales de déformation synschisteuse (voir chapitre 3, §E-I).

- la première (D1) correspond à la phase de formation des nappes au cours de laquelle des unités d'origine interne (Dent Parrachée), probablement sous l'avancée de la nappe des Schistes lustrés, vont être traînées vers le NW sur le socle de Vanoise Méridionale. L'amplitude des déplacements, sans doute importants, n'a cependant pas pu être estimée.
- la deuxième (D2) prolonge, sur l'ensemble de la Vanoise, les mouvements vers le Nord ou le Nord-Ouest initiés au cours de la phase D1. Elle se traduit par un plissement d'axe grossièrement est-ouest qui affecte l'ensemble des socles et des couvertures. Les contacts anormaux attribuables à cette phase sont, pour la plupart, des contacts entre flancs normaux et flancs inverses de plis P2 et n'impliquent donc pas d'important déplacement tangentiel.

- la troisième (D3) correspond à la phase classique de rétrodéversement des structures vers le Sud-Est. Elle se traduit dans le massif de la Vanoise, par le plissement général des unités avec le socle, associé à des chevauchements vers le Sud-Est parmi lesquels s'individualisent deux accidents majeurs (accident de Chavière et rétrocharriage du Mont Pelve) probablement d'ampleur pluri-kilométrique.
- la quatrième (D4) constitue sans doute l'ultime saccade de la collision entre les socles et poursuit, sur l'ensemble de la Vanoise, les mouvements vers le Sud-Est initiés au cours de D3. Dans le Nord du secteur d'étude, cette dernière phase, associée à la surrection du dôme paléozoïque suivant un axe N-S à NE-SW, montre, cependant, une composante de chevauchement vers le NW, antithétique des mouvements plus généraux vers le SE et qui semble induire un coulisement sénestre le long de l'accident de Chavière.

B - II : Mécanisme de mise en place des nappes de Vanoise méridionale

a) Introduction

L'existence d'une phase initiale de charriage D1, bien que discutée dans certaines unités de séries briançonnaises de Vanoise septentrionale (B. BROUDOUX, 1985) et de Vanoise méridionale (Mont Pelve), peut être reconnue dans la zone houillère (E. JAILLARD, 1984) et dans une partie au moins de la Vanoise méridionale.

Dans ce dernier massif, la phase D1 provoque le charriage de l'unité de la Dent Parrachée dont le repos direct sur le socle anté-permien du massif de l'Arpont est l'un des traits majeurs de la structure de nappes. Ce socle comportait pourtant à l'origine une couverture de type briançonnais externe que l'on retrouve actuellement soit en lambeaux autochtones (ou paraautochtones) (J.F. RAOULT, 1980b et B. BROUDOUX, 1985), soit en masses charriées sur la zone houillère dans les chaînons de Vanoise occidentale (B. GOFFE, 1982 et E. JAILLARD, 1984). Le mécanisme ayant provoqué une telle "substitution de couverture", qui implique l'ablation tectonique de la plus grande partie de la série briançonnaise externe et son remplacement par la série de la Grande Motte (nappe de la Dent Parrachée), n'est pas clair.

Pour l'expliquer, plusieurs hypothèses peuvent être proposées;

1) Dénudation par glissement gravitaire. Comme le suggère le caractère "fragile" de la déformation D1 dans les chaînons de Vanoise occidentale (E. JAILLARD, 1984), on peut invoquer une phase précoce de glissement gravitaire de la nappe briançonnaise sur la zone houillère, elle même dénudée (F. ELLENBERGER, 1958 et E. JAILLARD, 1984). Le socle de l'Arpont, alors dégagé d'une partie de sa couverture, serait ultérieurement recouvert par l'unité de la Dent Parrachée. Cependant, un tel mécanisme de glissement gravitaire, que l'on relie généralement à des niveaux structuraux assez superficiels, me paraît assez peu compatible avec le caractère symmétamorphique (sous surcharge élevée) de la nappe briançonnaise suggéré par les travaux de B. GOFFE (1982).

2) Etalement gravitaire post-charriage (J.P. PLATT et G.S. LISTER, 1985b). Cette hypothèse proposée par J.P. PLATT et G.S. LISTER admet l'existence d'une phase d'étalement gravitaire succédant à l'empilement des unités et pouvant ainsi amener certaines de ces unités, dont la nappe de la Dent Parrachée, au contact du socle. Un tel étalement gravitaire que l'on peut imaginer à la suite de l'empilement sur une forte épaisseur de nappes ductiles (comportement visqueux ou visco-plastique), telles la nappe de la Dent Parrachée ou celle des Schistes lustrés, ne semble cependant pas pouvoir être invoqué pour des unités aussi compétentes que la nappe briançonnaise.

3) L'héritage de paléostructures distensives. A partir des nouvelles observations sur la géométrie et le caractère de la déformation D1 et en tenant compte des récentes synthèses paléogéographiques, il me semble possible de proposer une explication différente basée sur l'héritage de paléostructures distensives créées au cours du Jurassique et sur leurs déformations ultérieures par compression (fig.74).

b) Contexte paléogéographique

Les études lithostratigraphiques de la marge briançonnaise sur la transversale de Vanoise ont permis de reconstituer une paléotopographie complexe en blocs basculés d'âge liasique (cf conclusion du chapitre II), dont un des éléments les plus caractéristiques est le bassin d'effondrement dans lequel s'est sédimenté le Lias de la Grande Motte. Ce bassin était limité à l'Ouest par un escarpement faillé (supérieur à plusieurs centaines de mètres, cf Chapitre II, § E-I) au niveau duquel les séries briançonnaises ont été alors profondément érodées. D'autre part, les

successions stratigraphiques des deux séries juxtaposées (série de type Grande Motte et série briançonnaise externe) n'admettent pas les mêmes niveaux de décollement. On constate, en effet, que la série de la Grande Motte n'a pas de terme plus ancien que les dolomies du Norien et qu'elle a donc subi un décollement généralisé au niveau du Trias supérieur dans les couches évaporitiques et gypseuses du Carnien. Par contre, dans la série briançonnaise externe, le Carnien a été la plupart du temps érodé lors de l'émersion de ce secteur au Lias, si bien que les niveaux de décollement que l'on peut observer se situent, soit dans la séquence¹ de l'Anisien (E. JAILLARD, 1984), soit à la limite socle-couverture dans les schistes blancs permo-triasiques (F. ELLENBERGER, 1958). Des écaillés de ce matériel ductile permo-triasique, sans doute arrachées lors du déplacement de la nappe de la Dent Parrachée, viennent d'ailleurs s'intercaler à la base de l'édifice calcaire charrié (cf Chapitre III, § B-II).

c) Géométrie et caractère de la déformation D1

L'analyse structurale menée dans l'unité de la Dent Parrachée a permis de préciser la nature et le caractère des structures antérieures à la phase plissement transverse (D2) et que l'on attribue donc à la phase D1. La géométrie de cette nappe n'est pas celle d'une simple nappe pli-couché, puisqu'elle montre l'association complexe d'écaillés de vaste extension avec des plis isoclinaux majeurs dont les plans axiaux sont sécants sur les surfaces de contact qui limitent ces écaillés. Un tel dispositif suggère qu'il s'est produit, pendant ou après le plissement P1, un déplacement significatif, avec troncature des plis. D'autre part, une partie au moins de la déformation a probablement été de type aplatissement coaxial ("pure shear"), ce qui est peu compatible avec le régime de cisaillement simple ("simple shear") généralement invoqué pour les déplacements tangentiels de grande amplitude (P. TRICART, 1980) (cf Chapitre III, § B-II, a-4).

d) Schéma tectonogénétique de mise en place de la nappe de la Dent Parrachée

A partir de tous ces éléments, il me semble possible de proposer un schéma tectonogénétique en deux étapes faisant intervenir l'héritage de la structure en blocs basculés et un changement de niveau de décollement d'une couverture à l'autre (fig.74).

(1) Dans un premier stade, le sillon intrabriançonnais de la Grande Motte subit un premier serrage, qui provoque dans la pile sédimentaire, (a) la création, à proximité des plans de failles normales héritées, de plis droits à flancs symétriques, avec un étirement subvertical provoquant le

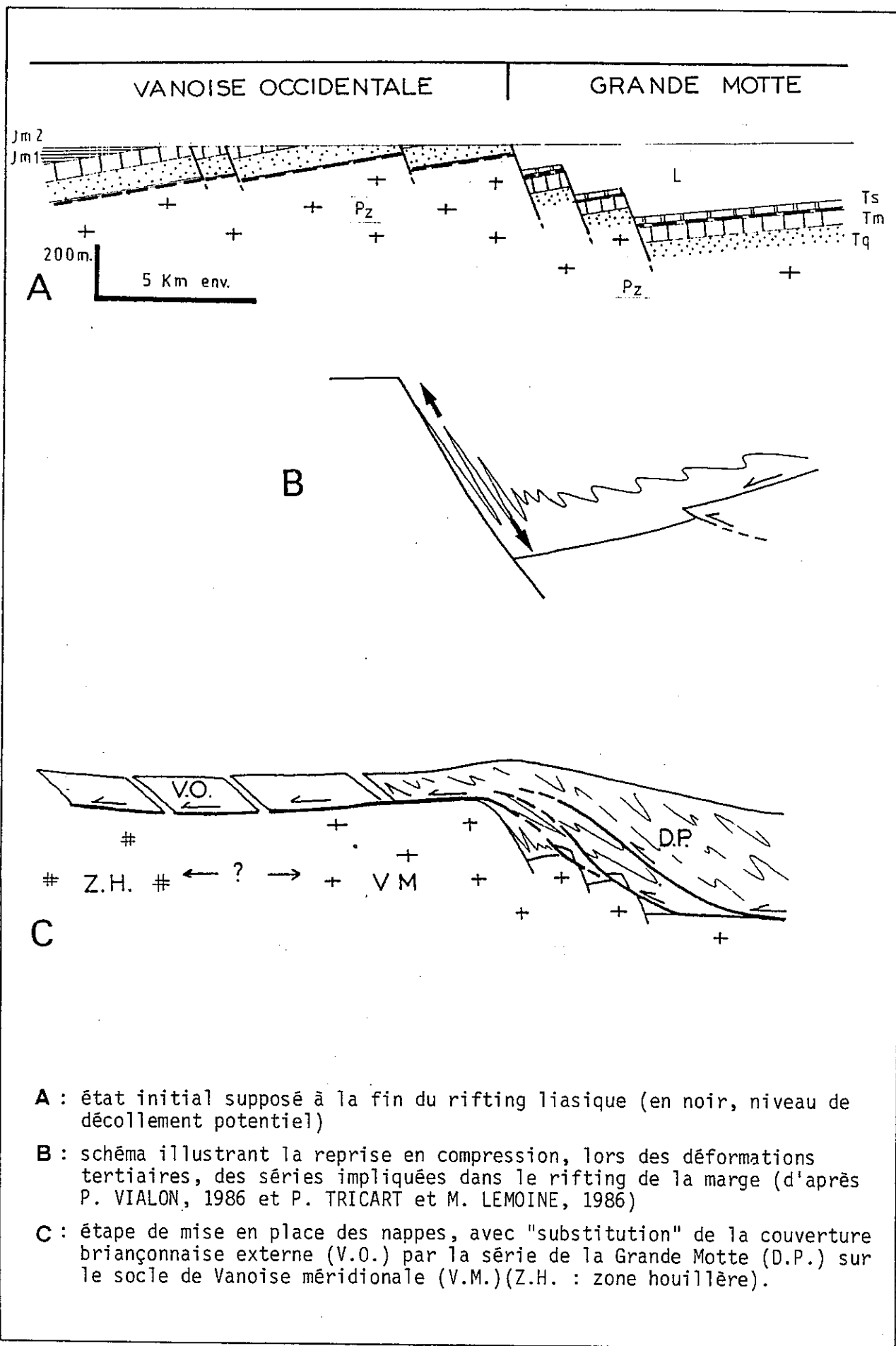


Fig. 74 : Schéma tectonogénétique de mise en place de la nappe de la Dent Parrachée.

boudinage du matériel compétent dans un régime d'aplatissement coaxial, (b) le décollement, à la base de la série, dans les niveaux gypseux du Trias supérieur. Ce type de structures et de déformation guidées par les paléofailles jurassiques a déjà été mis en évidence (P. TRICART et M. LEMOINE, 1986, P. VIALON, 1986, R. GILLCRIST et al, 1986) dans les zones externes alpines en des points où les séries liasiques impliquées dans le rifting sont restées dans leur bassin d'origine.

(2) Dans un deuxième stade et par accentuation de la déformation, vont se créer au sein de la série, déjà structurée, les cisaillements responsables du transport et selon toute vraisemblance de la troncature des plis. La position des accidents limitant les écaïlles sera en partie guidée par les discontinuités dues ; (a) aux plis apparues dans l'étape précédente, (b) aux accidents normaux de la bordure du graben. Cette étape se traduit alors ;

- (1) par la création d'un plan de décollement qui, à l'aplomb des anciens accidents jurassiques, s'élèverait d'Est (?) en Ouest (?) en gagnant des niveaux structuraux plus élevés et des niveaux stratigraphiques plus anciens ;
- (2) par la mise en place tangentielle des différentes écaïlles dont chacune conserve un pli isoclinal majeur, le long d'accidents chevauchants présentant les caractères de zones de cisaillement ;
- (3) par l'incorporation à la base de l'édifice calcaire d'écaïlles de matériel ductile permo-triasiques, qui représentent sans doute la tête des reliefs hérités du jeu des blocs basculés et qui ont été arrachées du socle par le passage de la nappe, selon un mécanisme qui a été proposé pour les écaïlles de socle du col du Glandon (V.M. DAVIES, 1982) ou pour celles de la nappe de Digne (M. GIDON, 1982).

Au cours de cet épisode une grande partie de la couverture du socle de Vanoise méridionale aurait été décollée, soit à l'intérieur de la série triasique (Anisien), soit à la limite socle-couverture (Permo-trias) et mise en place vers le NW (?) sur la zone houillère briançonnaise (B. GOFFE et B. VELDE, 1984 et E. JAILLARD, 1984) ou sur la Vanoise septentrionale (B. GOFFE et B. VELDE, 1982). Dans le même mouvement la nappe de la Dent Parrachée, décollée dans les niveaux gypseux du Trias supérieur, remplacerait cette couverture sur le socle de l'Arpont.

Ce schéma amène donc à décomposer la phase D1, analysée dans l'unité de la Dent Parrachée, en deux incréments de déformation. Dans la première étape, par compression horizontale, la série de la Grande Motte vient buter contre l'escarpement faillé où s'initient alors, avec une déformation de

type aplatissement coaxial, les plis isoclinaux majeurs responsables de l'inversion de la polarité stratigraphique. Mais c'est seulement au cours de la deuxième étape que vont se produire les principaux déplacements tangentiels dans un régime de cisaillement simple limité aux seuls plans de décollement (?).

e) Conclusion

Le schéma proposé ici fournit donc une nouvelle explication pour la mise en place de la nappe de la Dent Parrachée directement sur le socle de l'Arpont. L'évolution structurale envisagée est basée sur l'existence du paléorelief complexe limitant à l'Ouest le graben liasique de la Grande Motte. L'héritage de cette structure extensive d'âge liasique d'une part et les différences de successions stratigraphiques entre la série de la Grande Motte et la série briançonnaise parautochtone d'autre part, permettent d'expliquer (1) le changement de niveau stratigraphique des surfaces de cisaillements basales, qui peuvent rendre compte de la "substitution de couverture", (2) la troncature des paléoreliefs de l'escarpement faillé, dont les têtes se retrouvent sous la forme d'écailles à la base de la nappe. Dès lors, on peut envisager que la nappe de la Dent Parrachée ait été mise en place dans un contexte compressif, la dénudation tectonique du socle à la base de la nappe étant due à l'héritage des structures d'extension liasiques.

Ainsi, l'héritage d'une paléostructure distensive peut-il influencer, par les discontinuités existantes dans les séries impliquées dans le rifting de la marge, la géométrie et l'ordre de mise en place des différentes nappes. On note, d'autre part, qu'un tel escarpement, constituant en quelque sorte une "rampe" de charriage préexistante, peut (1) induire la superposition de deux étapes successives de déformation dans le même système de contrainte et (2), pour peu que la direction de l'escarpement faillé soit oblique par rapport à la direction de charriage, induire un plissement et une direction d'étirement fini non directement compatibles avec la direction de transport des nappes.

C - PRINCIPAUX RESULTATS ET PROLONGEMENTS POSSIBLES

Parmi les principaux résultats de cette étude, on note :

a) Sur la plan lithostratigraphique : la description à l'intérieur de la couverture mésozoïque de Vanoise méridionale de plusieurs séries dont les différences de composition traduisent des origines paléogéographiques différentes.

(1) Dans l'unité briançonnaise du front nord de Vanoise méridionale, la cartographie détaillée des formations triasiques et jurassiques a permis :

- de distinguer par leur position deux niveaux de brèches supratriasiques d'âge et d'origine géodynamique distincts. Le premier (Roc du Tambour et Vanoise occidentale) serait à relier à la "crise distensive carnienne", le second (Arcelin, Mont Pelve) serait postérieur à la tectonique distensive majeure du Lias.
- de préciser la répartition des faciès et l'âge des termes transgressifs du Jurassique sur le paléorelief du Mont Pelve.

(2) Dans les séries briançonnaises de la vallée de l'Arc, l'analyse sédimentologique a conduit :

- à proposer un âge triasique supérieur (carnien probable) pour les niveaux schisto-dolomitiques à calcaires noirs reposant en concordance sur le Ladinien des Forts de l'Esseillon.
- à reconnaître, sous une forte discordance angulaire anté-bathonienne, des termes attribuables au Norien, permettant ainsi de rapprocher cette série de celle du Plan-des-Nettes et de proposer une origine paléogéographique proche de la dépression liasique de la Grande Motte.

(3) Dans la série (de type Grande Motte) de la Dent Parrachée, la découverte d'une ammonite d'âge lotharingien supérieur et la cartographie des formations liasiques a permis :

- de préciser, par encadrement et par comparaison de lithofaciès, l'âge de la tectonique liasique majeure (Hettangien supérieur à Sinémurien)
- de distinguer par leur richesse en brèches dolomitiques les deux principales unités tectoniques de la Dent Parrachée qui montrent ainsi le passage, de l'extérieur vers l'intérieur, de dépôts de pied d'escarpement à une série (probablement distale) dépourvue de détritisme dolomitique.

En conclusion (cf chapitre II, §E), nous proposons à partir de ces éléments une reconstitution paléogéographique du massif de Vanoise méridionale dont un des éléments les plus caractéristiques est le bassin d'effondrement dans lequel s'est sédimenté le Lias de la Grande Motte et en bordure duquel les séries briançonnaises classiques ont été alors profondément érodées. L'escarpement faillé faisant la transition entre ces deux domaines avait probablement un rejet important, supérieur à mille mètres (environ 800 à 900m de terrains érodés à l'Ouest (?) et sédimentation de plusieurs centaines de mètres de Lias à l'Est (?)).

b) Sur le plan tectonique : l'étude cartographique et l'analyse structurale des différents chaînons de couverture a conduit à reconnaître quatre phases principales de déformation synschisteuse à travers leurs manifestations locales.

- **D1** : charriage et substitution localisée de la couverture briançonnaise classique par l'unité de la Dent Parrachée sur le socle de Vanoise méridionale,
- **D2** : plissement d'ensemble de la couverture et du socle paléozoïque suivant un axe grossièrement est-ouest et déversé vers le Nord,
- **D3** : rétrocharriage et plissement déversé vers l'ESE. Cet événement détermine un charriage d'ampleur probablement pluri-kilométrique de l'unité du Mont Pelve sur l'empilement d'écailles d'origine interne (nappe de la Grande Motte et nappe des Schistes lustrés ?) rabotant le socle paléozoïque,
- **D4** : surrection et chevauchement du socle paléozoïque vers le NW qui semble induire un glissement gravitaire de la couverture vers le NW ou le N (Roc de la Vallette) et peut-être vers le Sud ou l'Est sur le rebord méridional du dôme paléozoïque de Chasseforêt,
- La ou les phases cassantes ultérieures, faiblement développées dans le massif, n'ont pas été étudiées.

A l'issue de cette étude et après avoir précisé le caractère de la déformation D1 dans laquelle on reconnaît un incrément de déformation de type aplatissement coaxial ("pure shear"), nous proposons un schéma tectonogénétique de mise en place des nappes. L'évolution structurale envisagée, basée sur l'héritage de la paléostructure distensive limitant à l'Ouest (?) la dépression liasique de la Grande Motte et sur les différences de composition stratigraphique entre la série de la

Grande Motte et la série briançonnaise parautochtone, permet de rendre compte du phénomène de "substitution de couverture" dans un contexte compressif et synmétamorphique. Cette hypothèse permet d'autre part d'intégrer un certain nombre de données sur la géométrie des grandes structures de phase D1 révélées par l'étude cartographique du massif de la Dent Parrachée.

Les principaux prolongements possibles de ce travail, qui permettraient alors d'aboutir à un modèle d'évolution structural d'ensemble de la région, peuvent se résumer ainsi :

- une étude plus complète des relations entre phases métamorphiques et tectoniques dans les différentes grandes unités du massif devrait permettre de compléter et de préciser les reconstitutions tectono-métamorphiques déjà proposées (R. CABY et al., 1978, B. GOFFE, 1982, voir chapitre I, §B-V).
- une cartographie et une étude structurale des régions adjacentes seraient susceptibles d'infirmier ou de confirmer les prolongements, proposés à titre d'hypothèse, pour le rетроcharriage majeur de la bordure ouest et nord du massif et pour le soulèvement - chevauchement de phase D4 du socle paléozoïque.
- enfin, une analyse beaucoup plus fine du caractère de la déformation complétée par une cartographie du taux de déformation finie devrait conduire à préciser les directions de déplacement des nappes ainsi que leurs mécanismes de mise en place.

L'étude préliminaire du taux de la déformation interne finie, résumée dans l'annexe 8, a été réalisée dans cette dernière perspective.

ANNEXES de

L'ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Annexe 1 :

Coupe détaillée du fort Marie-Christine

Annexes 2 et 3 :

Coupe détaillée de la Loza

Annexe 4 :

Coupe détaillée du col Demi-Lune

Annexe 5 :

Diffractionn trie RX semi-quantitative : mode opératoire et diffractogrammes caractéristiques

annexe 1

COUPE DU FORT MARIE-CHRISTINE

(Coord. LAMBERT SUD; X=45310, Y=33790, Z= 1470 m.)

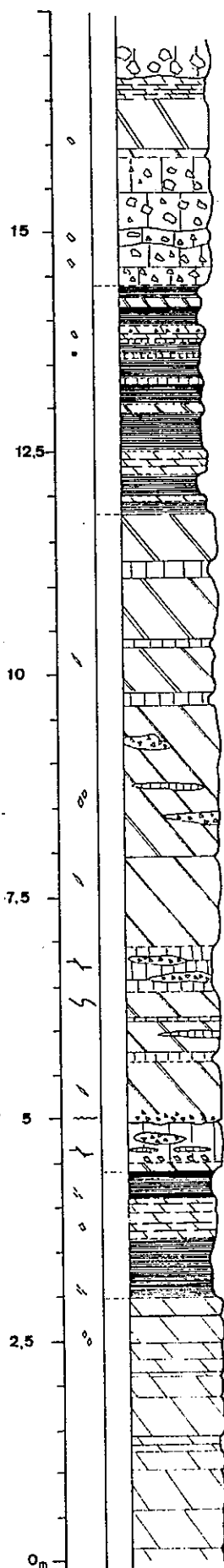
Pendage des couches N175-45E.

LITHOFACIES

- | | |
|---|--|
|  | Dolomie à cassure grise ou blanche |
|  | Dolomie massive noire |
|  | Dolomie litée noire |
|  | Calcaire noire recristallisé |
|  | Calcaire massif |
|  | Schiste argilo-dolomitique jaune ou roux |
|  | Schiste argileux noir |
|  | Brèches à gros éléments dolo. anguleux |
|  | Brèches à gros éléments dolo. arrondis |
|  | Brèches dolomitiques fines |
|  | Brèches dolomitiques intra-formationnelles |
|  | Discontinuité nette |
|  | Passage progressif |
|  | Joint schisteux important |
|  | Limité de bancs ondulée |

FIGURES SEDIMENTAIRES

- | | |
|---|---|
|  | Filets ocres ou rouilles (?) |
|  | Cristaux d'albite |
|  | Pyrite |
|  | Petites cavités remplies de calcite |
|  | Manifestations synsédimentaires (bird-eyes) |
|  | Pseudomorphes de cristaux d'anhydrite |
|  | Glissements |
|  | Ravinements |



Légende commune des annexes 2 à 4

Coupes de la série rhético-héttangienne

2 et 3 : coupe de la Loza (Mont des polypiers de F. ELLENBERGER)
(coord. LAMBERT SUD : X= 47550, Y= 39330, Z= 2450m.)

4 : coupe du col Demi Lune
(coord. LAMBERT SUD : X= 48000, Y= 41370, Z= 2880m.)

Lithofaciés

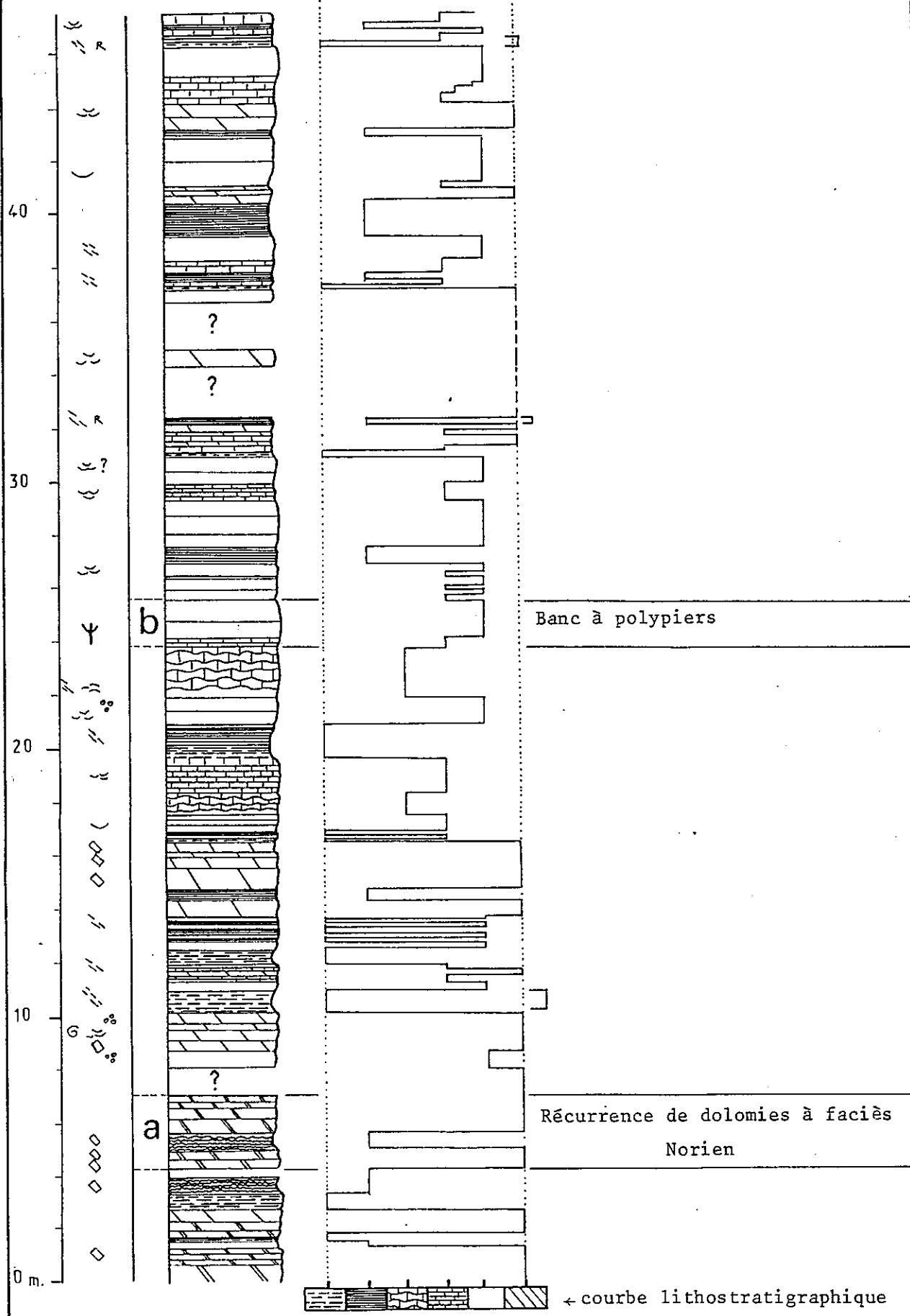
	Calcschistes
	Schistes dolomitiques
	Schistes argileux fissiles
	Calcaires en plaquettes
	Calcaires noduleux
	Calcaires massifs
	Calcaires massifs à patine grise
	Calcaires roux à nodules gris
	Calcaires à zones siliceuses
	Dolomies massives à cassure grise
	Dolomies massives à cassure noire
	Brèches dolomitiques fines à patine orangée
	Limite de bancs nette
	Passage progressif

Figures sédimentaires et organismes

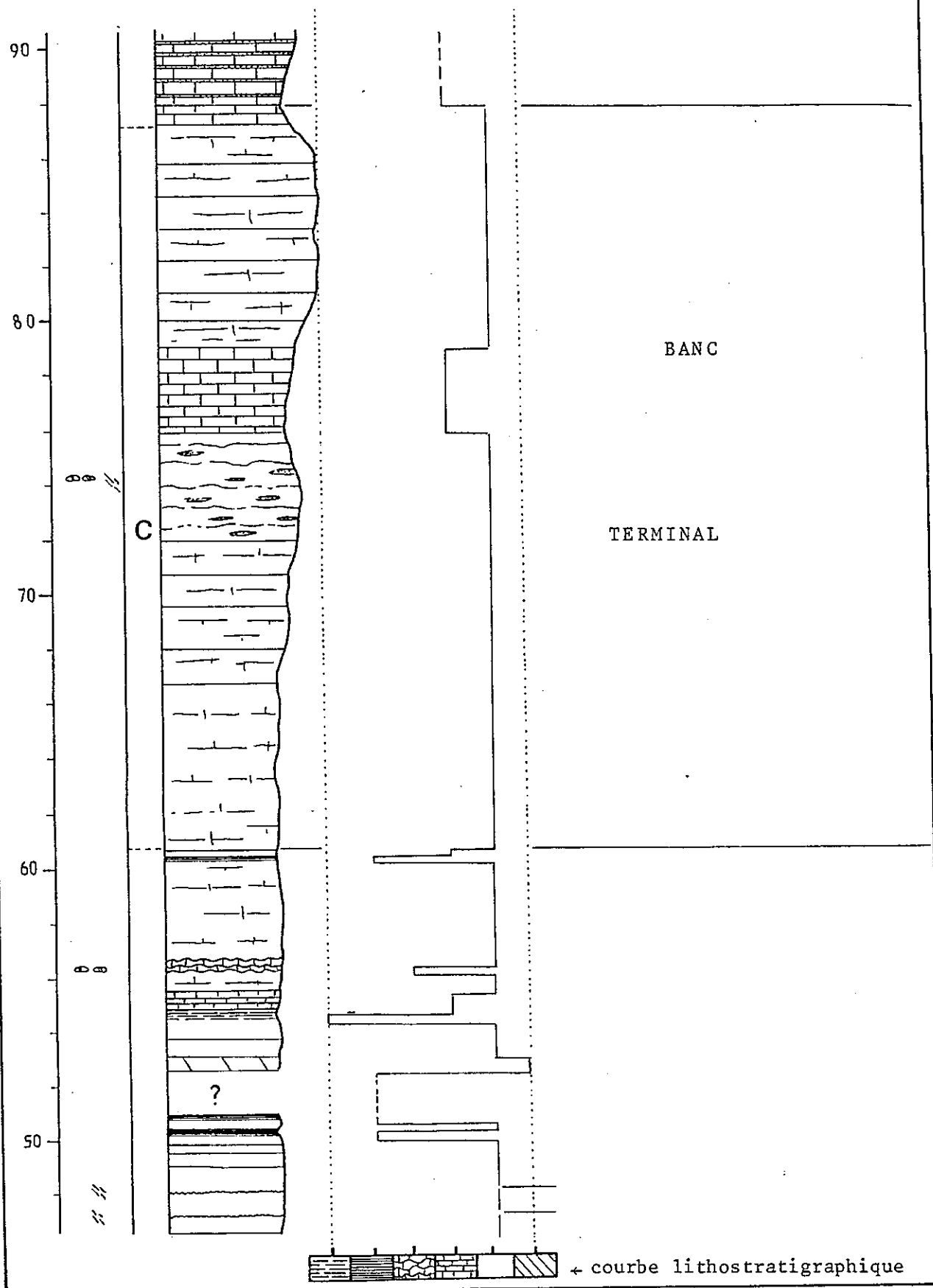
	Filets ocres ou rouilles
	Cristaux d'albite
	Sommet de banc rubéfié
	Nodules oxydés
	Oolites
	Pyrite
	Remplissage géopète
	Gastéropodes
	Polypiers branchus
	Petites lumachelles
	Grosses lumachelles
	Lamellibranches
	Laminations

Courbe lithostratigraphique : (d'après Th. DUMONT, 1983), six faciès lithologiques ont été classés suivant l'ordre dans lequel il se présente dans les séquences élémentaires. On trouve schématiquement, à gauche la tendance marine, à droite la tendance émergitive.

annexe 2 Coupe de la Loza, partie inférieure

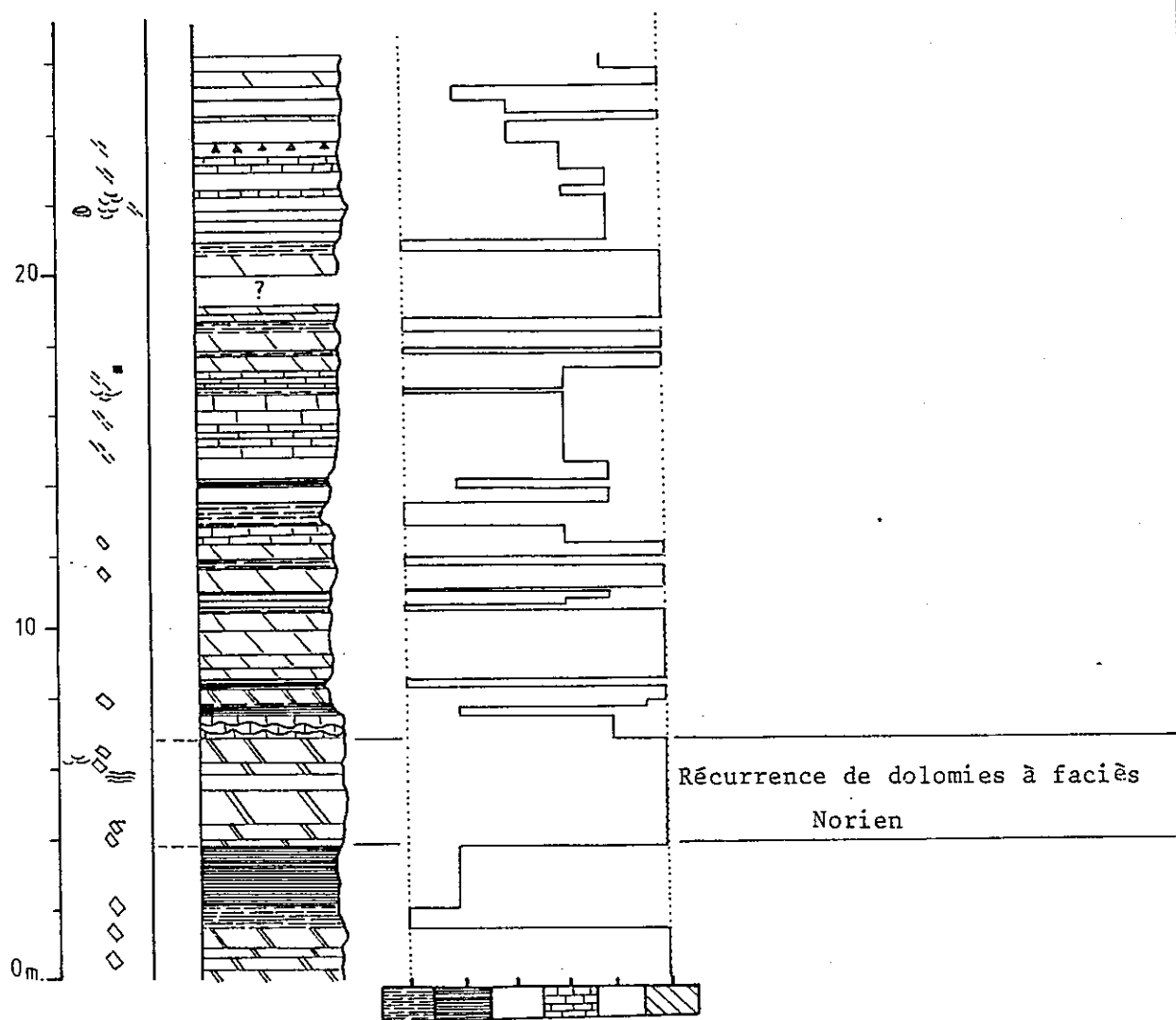


annexe 3 Coupe de la Loza, partie supérieure



annexe 4

Coupe du col Demi-Lune, partie inférieure



Courbe lithostratigraphique

ANNEXE 5 : DIFFRACTOMETRIE RX SEMI-QUANTITATIVE

- 1) A partir du diffractogramme de RX sur roches totales non orientées, le calcul de la teneur des minéraux dans le mélange s'écrit;

$$C = (h \times \mu_m / \mu_{éch}) \times 100 \quad \text{avec,}$$

- C teneur du minéral en question dans le mélange,
h hauteur du pic choisi du minéral, mesurée directement sur le diagramme,
 μ_m coefficient propre à chaque minérale qui dépend de son coefficient d'absorption massique et de l'intensité de la raie choisie pour le minéral à l'état pur,
 $\mu_{éch}$ idem mais pour l'échantillon entier, $\mu_{éch} = \sum h \times \mu$.

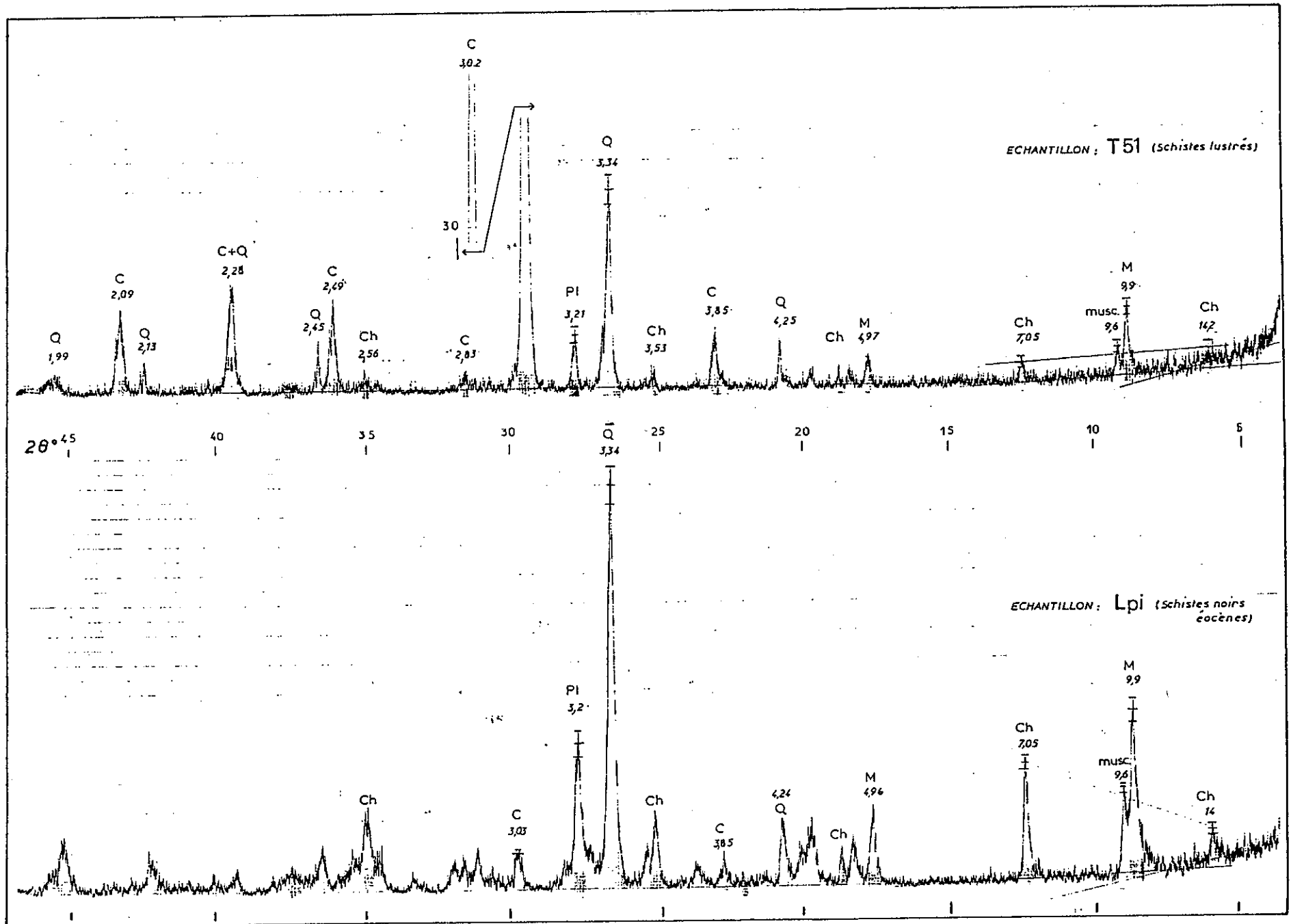
μ a été déterminé expérimentalement au laboratoire de l'Institut DOLOMIEU par G. VIVIER et son équipe.

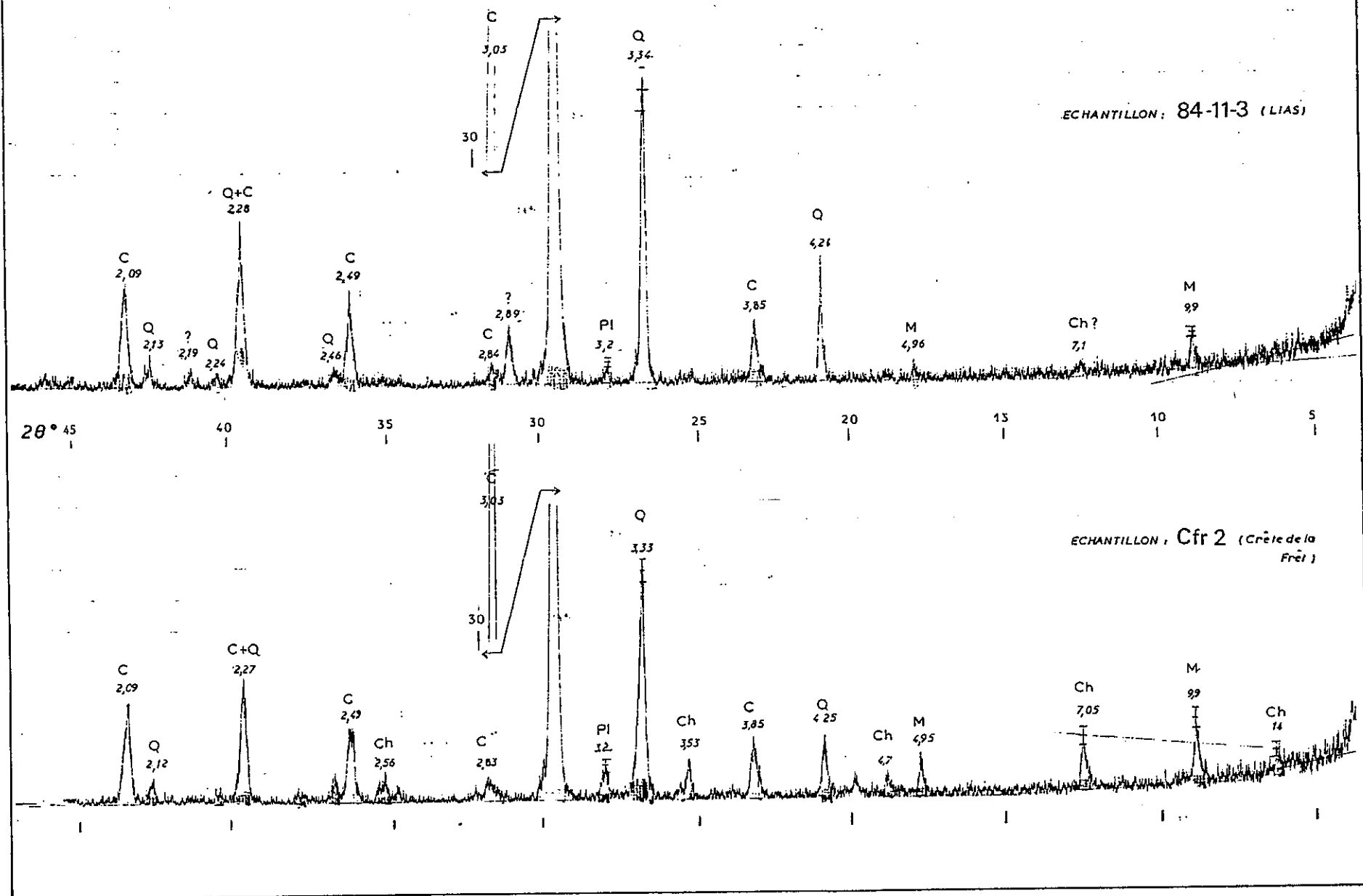
Minéral	Raie d(Å)	Intensité	Coefficient (μ_m)
quartz	3,34	100	14
calcite	3,02	70	20
albite	3,18	≈ 45	≈ 30
muscovite	9,95	30-40	≈ 50
illite	10 ?	≈ 14	≈ 100
chlorite	moyenne entre 7,07 et 14,1	≈ 14	≈ 100

(La précision du calcul est à $\pm 5\%$ du total des minéraux présents dans la roche)

- 2) Diagrammes caractéristiques de chacune des quatre populations de roches analysées pour l'attribution des calcschistes de la Crête de la Frêt.

Légende : Q, quartz; C, calcite; M, micas (type illite); musc, muscovite (?); Pl, plagioclase (albite); Ch, chlorite; valeurs des principales raies en Å.





ANNEXES de

L'ETUDE STRUCTURALE

Annexe 6 :

Méthode des épaisseurs orthogonales et des isogones de pendages (J.G. RAMSAY, 1967)

Annexe 7 :

Programme de canevas automatique de Schmidt : fonctionnalités et procédures

Annexe 8 :

*Etude quantitative de la déformation interne : données préliminaires
sur la couverture métasédimentaire de Vanoise méridionale*

ANNEXE 6 : METHODE DES EPAISSEURS ORTHOGONALES ET DES ISOONES DE PENDAGES (J.G. RAMSAY, 1967)

Cette méthode permet de caractériser la forme des plis en chiffrant les variations d'épaisseur d'une couche plissée à l'aide des paramètres $t'_\alpha = t_\alpha/t_0$ et $T'_\alpha = T_\alpha/T_0$.

a) Signification des paramètres T_0 , T_α , t_α (fig. A)

- t_α représente l'épaisseur séparant deux tangentes aux limites d'une ou de plusieurs couches; ces tangentes sont parallèles et font un angle α avec la tangente à la charnière.
- T_α est la distance entre les deux tangentes mesurée parallèlement au plan axial du pli.
- $t_0 = T_0$ représente l'épaisseur entre une ou plusieurs couches à la charnière et mesurée parallèlement au plan axial.

b) Construction des isogones de pendages ("dip isogons", fig. B)

Parallèlement à la mesure de t_α et de T_α on peut construire les isogones de pendages servant à caractériser les courbures relatives de l'intrado et de l'extrado de la couche plissée. Il s'agit de relier entre eux par une "isogone" les points de contact des tangentes ayant le même angle α par rapport à l'horizontale.

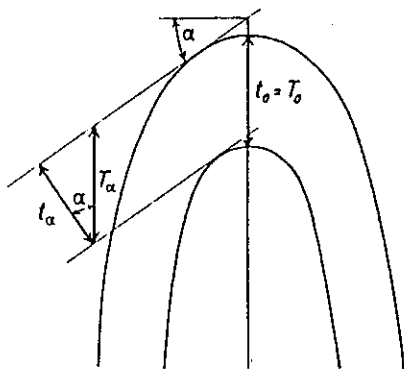


Fig. A : Signification des paramètres T_0 , T_α et t_α .

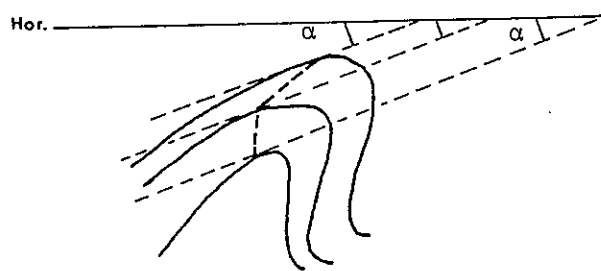


Fig. B : Construction des isogones de pendages ("dip isogons").

c) conditions d'applications

La principale précaution imposée est la nécessité de travailler dans le plan perpendiculaire à l'axe du pli. Les mesures ont été effectuées à partir de photographies respectant cette condition. Un risque d'erreur est possible en considérant des panoramas (tel celui du pli sommital de la Dent Parrachée, § B-II), mais, comme l'a montré P. PLOTTO (1977), un écart de 25° par rapport à cette direction axiale n'entraîne qu'une erreur de 10% dans les résultats.

d) Construction des courbes t'_α et T'_α , classification des plis par les épaisseurs orthogonales (fig. C et D).

En portant pour chaque angle α les rapports t'_α et T'_α , on construit deux diagrammes qui servent de base à une classification géométrique des plis. On distingue ainsi trois classes de plis :

- . classe 1 (plis à isogones convergents) $T'_\alpha > 1$
 - sous-classe 1A ($t'_\alpha > 1$) = plis à flancs épaissis
 - sous-classe 1B ($t'_\alpha = 1$) = plis concentriques
 - sous-classe 1C ($t'_\alpha < 1$) = plis concentriques aplatis (début d'amincissement)
- . classe 2 (plis à isogones parallèles) $T'_\alpha = 1$ et $t'_\alpha < 1$ = plis semblables
- . classe 3 (plis à isogones divergents) $T'_\alpha < 1$ et $t'_\alpha < 1$ = plis semblables aplatis à flancs amincis.

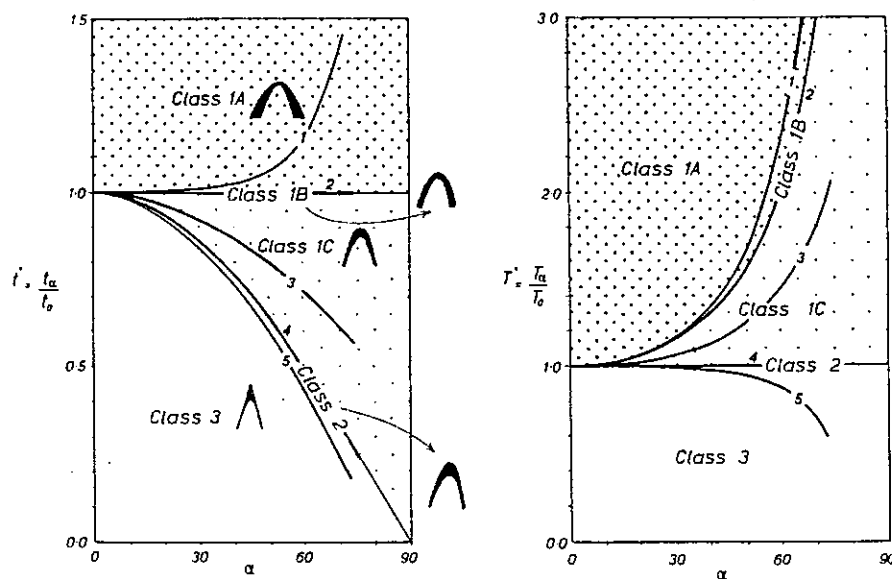


Fig. C : Courbes t'_α et T'_α pour les différentes classes de plis.

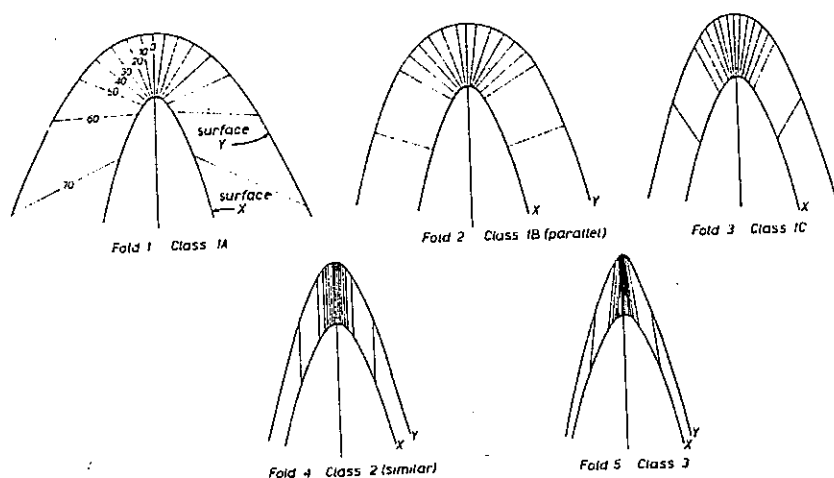


Fig. D : Attitude des isogones de pendages pour les différentes classes de plis.

e) Estimation de l'aplatissement pour les plis de la classe 1C (plis concentriques aplatis, fig. E)

En ce qui concerne les plis de la classe 1C le mécanisme invoqué pour la formation de tels plis est une flexion et (puis) un aplatissement (de SITTER, 1958, RAMSAY, 1967). J.G. RAMSAY (1967) propose un abaque permettant de chiffrer l'aplatissement, dans le plan perpendiculaire à l'axe du pli de l'état déformé, à travers la variation du rapport $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1}$, où λ_2 correspond à l'élongation minimale et λ_1 à l'élongation maximale.

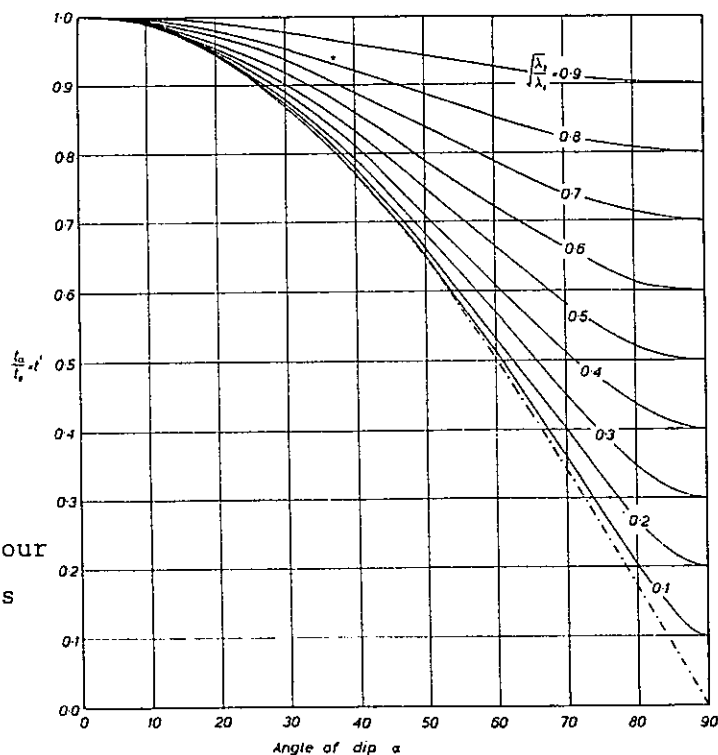


Fig. E : Variation du rapport λ_2/λ_1 pour les différentes valeurs de t'/α des plis concentriques aplatis (classe 1C). in J.G. RAMSAY (1967, p.413).

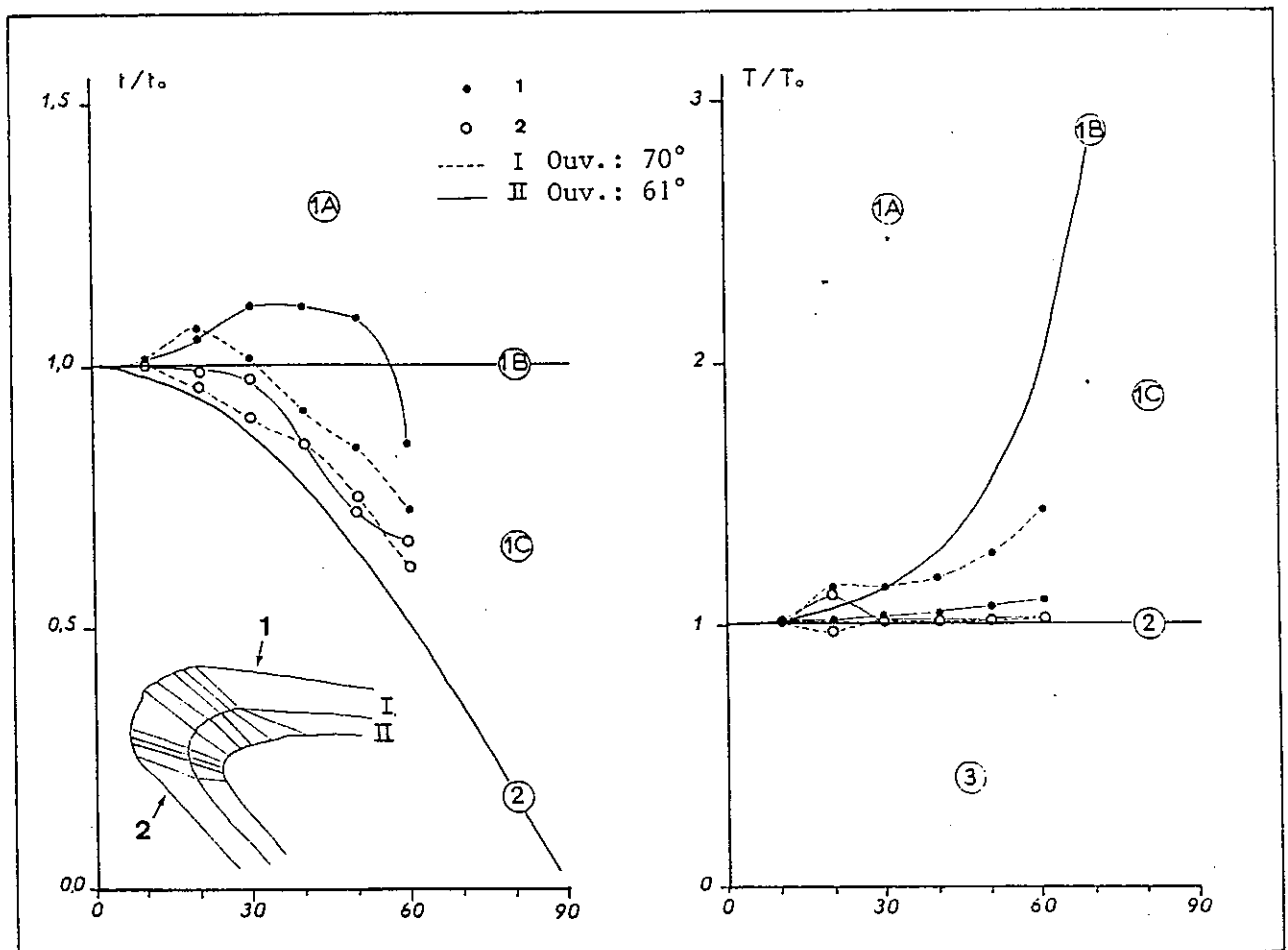
APPLICATION DE LA METHODE A L'ETUDE DES PLIS MESOSCOPIQUES P2 DANS LES CALCAIRES LIASIQUES DU PETIT MONT

Cette méthode met en évidence, ainsi que le montrent les diagrammes ci-dessous, une forte dissymétrie entre flanc normal (flanc long) et flanc inverse (flanc court). Cette dissymétrie a été interprétée comme l'effet de la fermeture progressive des plis dans le cisaillement à vergence Nord ou Nord-Ouest qui les a initié (chap III, §B-II,b-2).

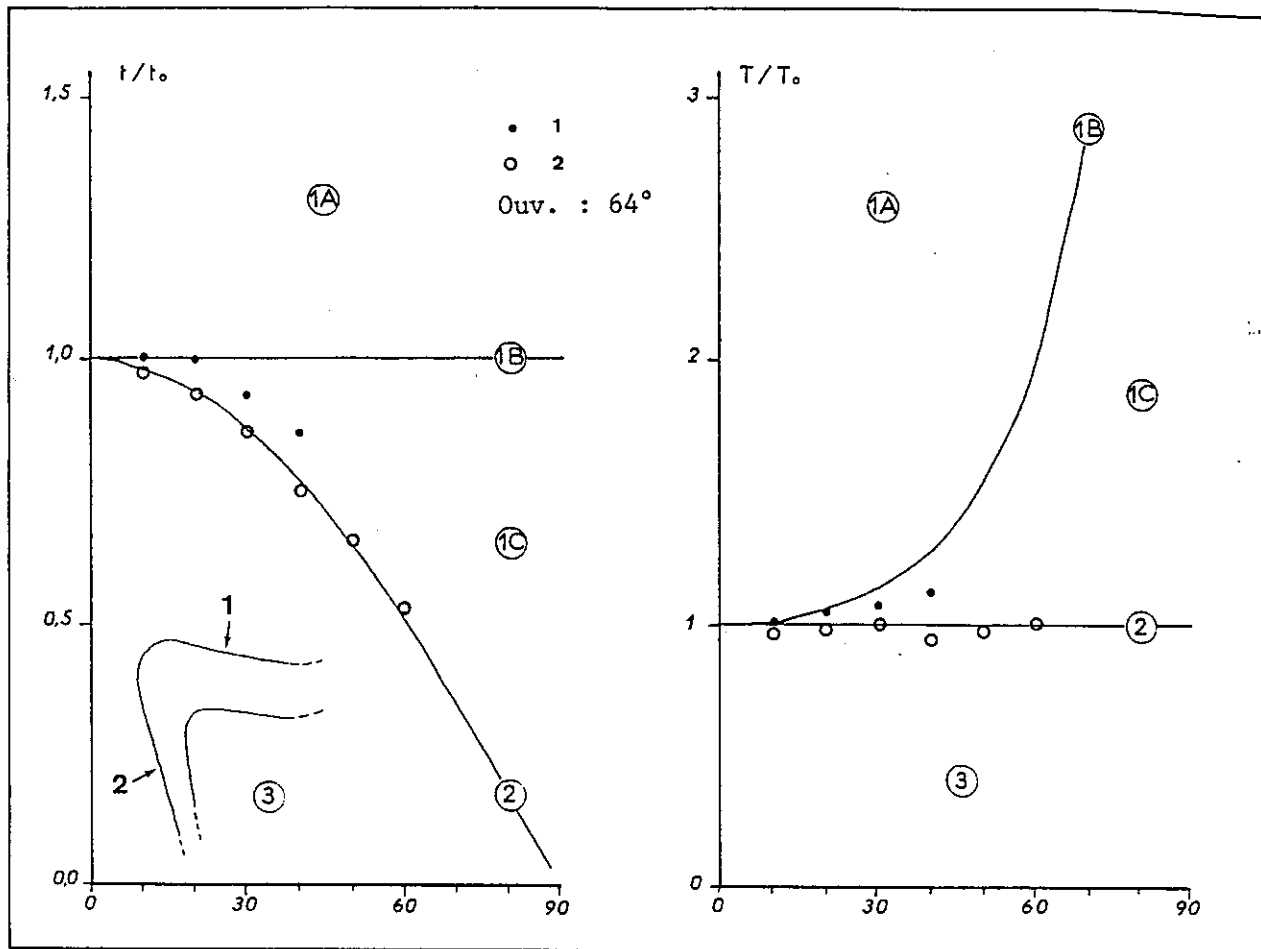
Le pli d'ouverture 42° (5) a un sens d'asymétrie vers le Sud, alors que les autres plis mesurés sont déversés vers le Nord. L'évolution de la forme de ce pli est, comme on peut s'y attendre, inverse des autres, avec un flanc normal (ici un flanc court) plus aminci que le flanc inverse (ici flanc long).

Légende : 1, flanc normal; 2, flanc inverse.

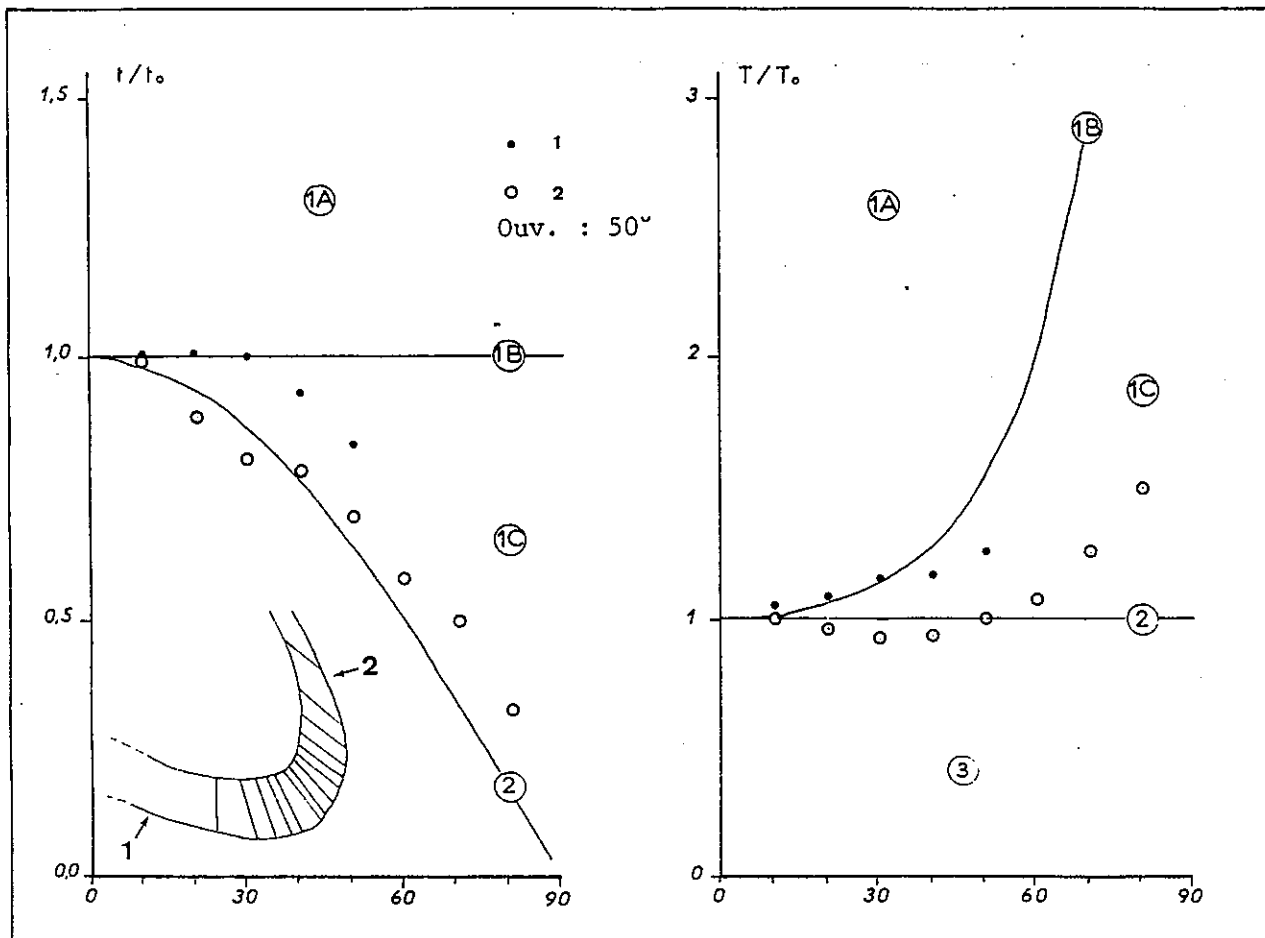
1+2



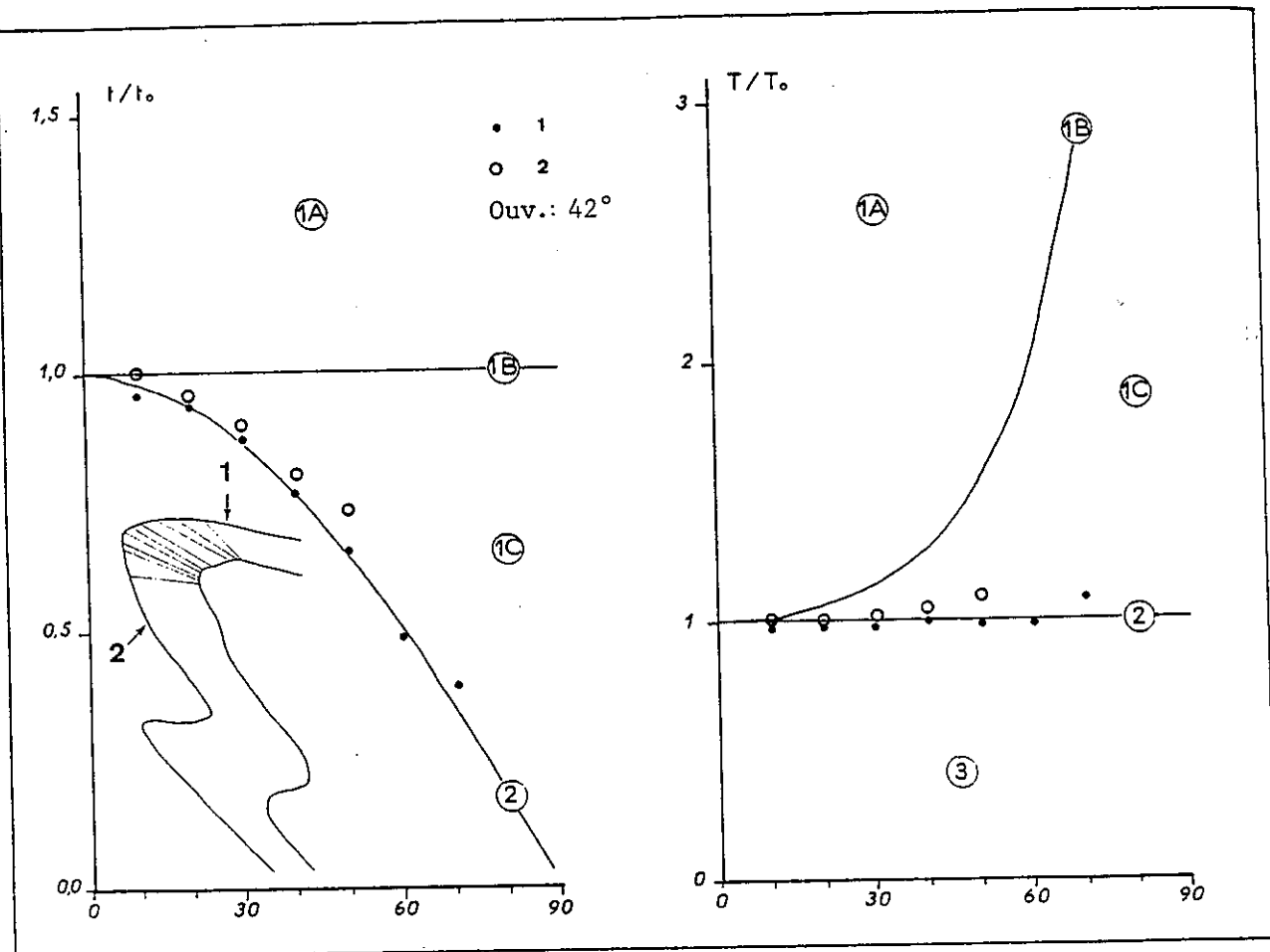
3



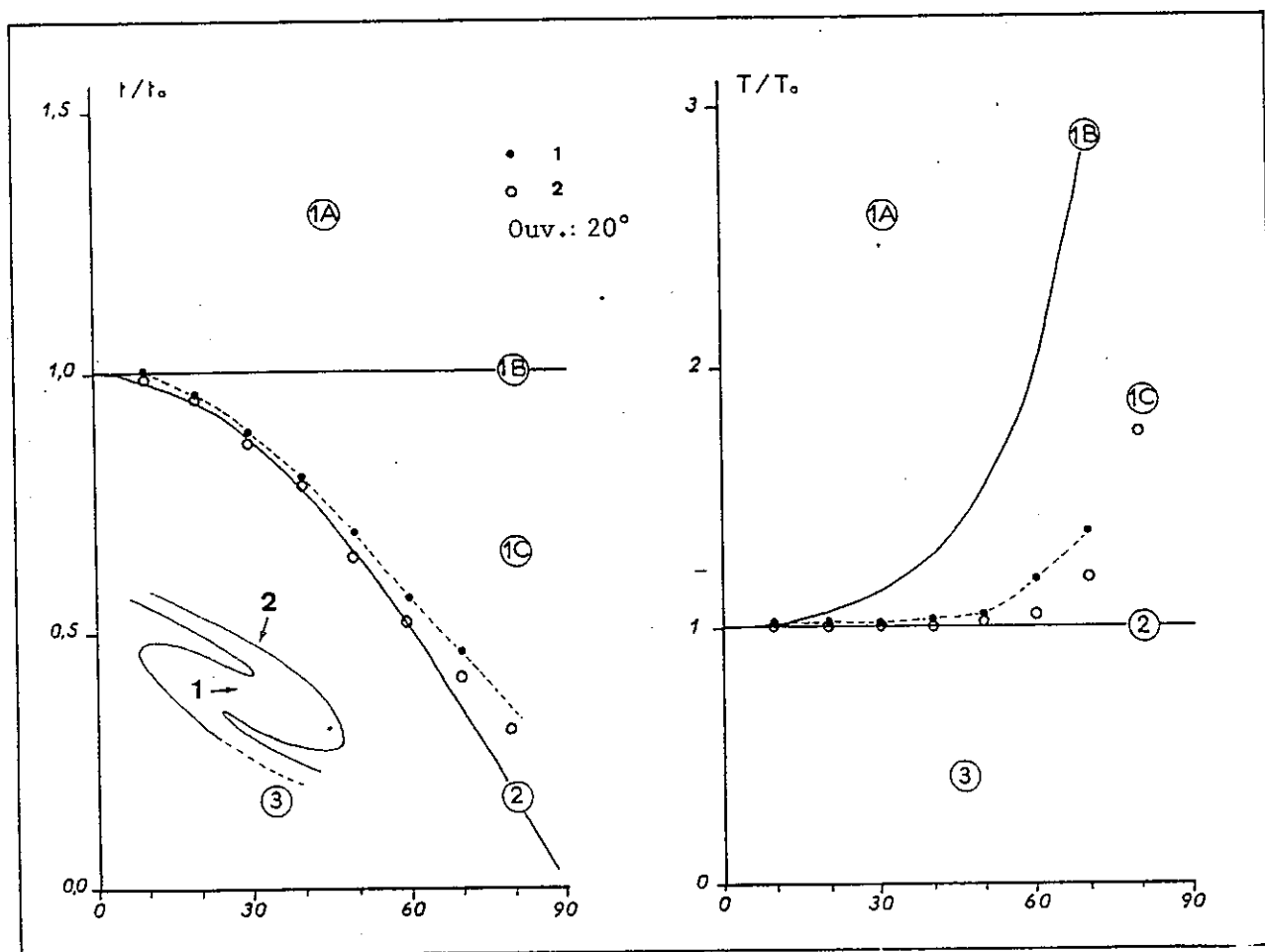
4



5



6



ANNEXE 7 : PROGRAMME DE CANEVAS AUTOMATIQUE DE SCHMIDT

Fonctionnalités et procédures

A - INTRODUCTION

Cette annexe présente de manière technique le processus informatique suivi pour réaliser les canevas présentés dans cette étude. Les programmes réalisés sur micro-ordinateur restent disponibles auprès de l'auteur.

a-1) Fonctionnalités

Ce programme permet de dessiner sur traceur Benson les données, plans et lignes, sur canevas de schmidt hémisphère inférieur d'un diamètre de 7,5cm.

Il est possible :

- (1) d'avoir sur une même image une représentation en pôles, traces cyclo., pôles et traces (programme "sch"),
- (2) de regrouper sur une même représentation plusieurs fichiers de données en précisant pour chacun d'eux le figuré à utiliser (*, x, +) (programme "sch"),
- (3) d'effectuer un comptage en densité sur un seul fichier de données et d'obtenir une représentation graphique en courbes d'isodensité classiquement utilisées (stat 2).

a-2) Etapes de traitement

Un traitement complet d'un ou plusieurs fichiers de données s'effectue en cinq étapes indépendantes que l'on peut regrouper en deux séquences de traitement réalisées sur deux machines différentes pour des raisons de coûts et de confort de travail.

* PREMIERE SEQUENCE (sur micro-ordinateur IBM-PC)

(1) Saisie de fichiers

EDLIN

(2) transformation des données brutes en données
compatibles avec le traitement ultérieur

TRANS

* DEUXIEME SEQUENCE (sur le système MULTICS du CICG)

(3) Transfert des fichiers de l'IBM-PC vers MULTICS	KERMIT
(4) reformatage des fichiers	TED
(5) dessin des canevas	SCH
et/ou	
comptage en densité	STAT2

Remarque 1 : compte tenu de la complexité relative d'un traitement complet, ce programme sera plus rentable pour le traitement d'un grand nombre de données. Les cinq étapes étant indépendantes, il sera plus aisé de traiter un grand nombre de fichiers à chaque étape, plutôt que d'exécuter la séquence complète pour chaque fichier.

Remarque 2 : l'utilisation dans chacune des deux séquences d'un éditeur de texte ("edlin" sur IBM-PC et "ted" sur MULTICS) permet de concaténer plusieurs fichiers par simple commande. On a donc intérêt dans la saisie initiale à subdiviser au maximum les fichiers bruts.

Exemple :

Pour une station de mesure, M1, comportant :

- deux schistosités,,
- deux familles de plis,
- une linéation d'étirement,

on pourra créer cinq fichiers correspondant, portant respectivement les indicatifs B-M1-S1, B-M1-S2, B-M1-P1, B-M1-P2 et B-M1-LE.

Cela permettra de représenter chaque fichier avec un figuré différent, et, l'on pourra les regrouper en utilisant "ted" ou directement avec le programme "sch".

B - CONVENTIONS D'ECRITURE

b-1) Indicatifs des fichiers

A partir d'un fichier de données de terrain brutes B-..., le programme "trans" crée un fichier des valeurs de plans, P-..., et un fichier des valeurs de lignes, L-... .

b-2) Conventions d'écriture des données et valeurs limites

Par convention, les données structurales sont ici :

- pour les directions (d) $0 \leq d < 180$ rotation horaire par rapport au Nord
- pour les pendages (p) $0 \leq p < 90$ par rapport à l'horizontale

D'autre part, les valeurs -1 et -2 peuvent être utilisées pour les lignes à la place de la direction dans les conditions suivantes :

- d = -1 : direction de la ligne inconnue, pendage connu
- d = -2 : direction de la ligne inconnue, pitch connu

ATTENTION : pour utiliser ces deux valeurs, il faut préalablement avoir fourni les valeurs de direction, pendage et orientation pour le plan porteur sur la ligne de fichier précédente.

Structure d'une ligne de fichier (données de terrain brutes) :

ligne n°x (1),(2),(3),(4)

(1) = variable alphanumérique, nature de la donnée (plan: P, ligne: L),

(2) = variable numérique, direction.

$0 \leq d < 180$ si la direction est connue

Pour les lignes uniquement : d = -1 si le pendage est connu

d = -2 si le pitch est connu

(3) = variable numérique, pendage ou pitch (p)

$0 < p < 90$

(4) = variable alphanumérique, orientation (N, S, E ou W)

Exemples :

une ligne N100-30W

L,100,30,W

un plan N40-25E

P,40,25,E

plan portant une strie :

plan N90-25N

P,90,25,N

pitch de la strie : 50°N

L,-2,50,N

ou pendage de la strie : 35°N

L,-1,35,N

ANNEXE 8 : ETUDE QUANTITATIVE DE LA DEFORMATION INTERNE : DONNEES PRELIMINAIRES SUR LA COUVERTURE METASEDIMENTAIRE DE VANOISE MERIDIONALE

La présence, dans les éléments de la couverture carbonatée et siliceuse de Vanoise méridionale, de nombreux marqueurs de la déformation interne (distorsion) m'a conduit à effectuer, à titre d'approche préliminaire, quelques mesures du taux de déformation finie. Cependant, le nombre assez restreint de mesures réalisées, unité par unité, ne permet pas actuellement de conclure cette étude. Ces premiers résultats ainsi que les méthodes utilisées sont donc présentés en annexe pour éventuellement servir de base à un travail de plus grande ampleur qui pourrait amener à une cartographie complète du taux de déformation finie dans ce massif.

A - RAPPEL

La déformation s.l. d'un élément géologique correspond en fait à trois phénomènes : (1) une **translation** de cet élément par rapport à un repère fixe, (2) une **rotation** par rapport à ce même repère et (3) une **déformation interne** ou distorsion ("strain") de cet élément. L'étude réalisée ici, à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, n'aborde que ce troisième phénomène (déformation interne) en supposant que cette distorsion s'effectue de manière *homogène* à l'échelle considérée.

Une déformation homogène finie est généralement (voir par exemple A. NICOLAS, 1984, p.163) décrite en trois dimensions par la transformation d'une sphère de rayon unité en un ellipsoïde dit de déformation. Les axes principaux de cet ellipsoïde forment un trièdre rectangle et sont définis tels que : $X \geq Y \geq Z$

$$\text{avec } X = (1+e_1)$$

$$Y = (1+e_2)$$

$$Z = (1+e_3)$$

e étant l'élongation (positive ou négative) dans la direction considérée,

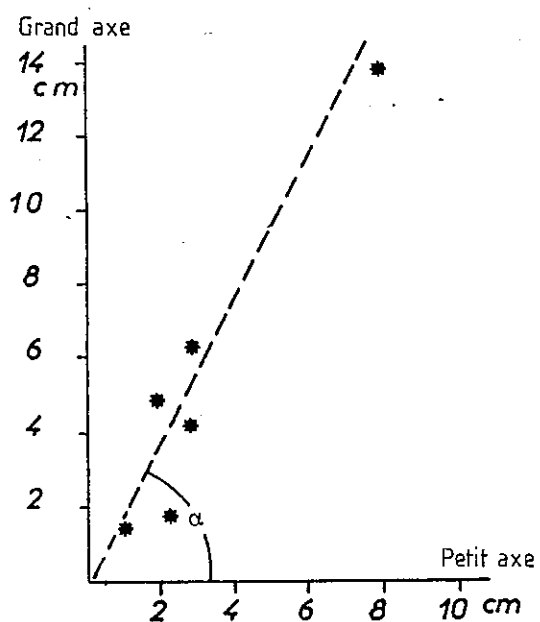
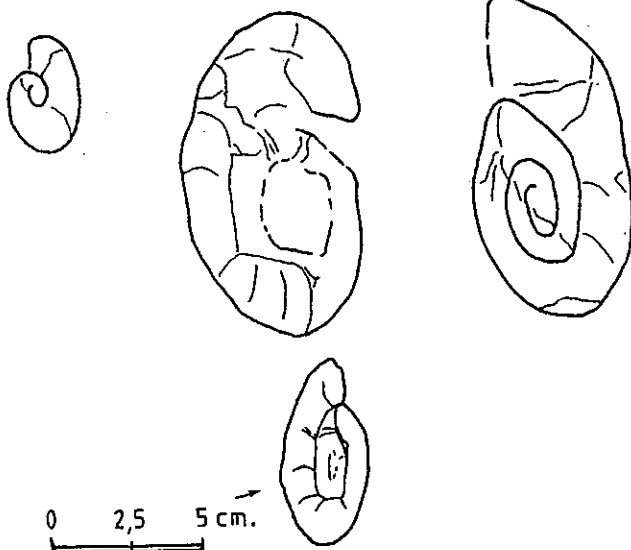
$$e = (l_1 - l_0)/l_0$$

l_0 = longueur initiale et l_1 = longueur actuelle

Fig. A: Mesures de déformation finie sur les ammonites du Jurassique de la carrière des Lozes à Aussois.

A-1: Aspect des spécimens mesurés.

0 1 2 3 cm.



A-2: Rapports de la grande et de la petite dimension des ammonites mesurées sur le même affleurement.

$$\text{tg} \alpha = \sqrt{\lambda_1} / \sqrt{\lambda_2} \approx X/Y = 1,9$$

Dans la pratique on ne peut mesurer cette déformation interne que dans un plan (plan de la lame mince ou surface de l'affleurement), on caractérise alors une *ellipse* de déformation finie (en deux dimensions). Pour déterminer l'ellipsoïde de déformation finie (en trois dimensions) il faut donc au moins deux mesures dans des plans perpendiculaires contenant les axes principaux (X, Y ou Z) de la déformation finie. En considérant alors la déformation à volume constant (ce qui est un postulat) on détermine X, Y et Z à partir de leur rapport deux à deux. On a en effet :

$$X / Y = a$$

$$Y / Z = b$$

$$\text{et } X * Y * Z = d = V / V_0$$

$$d = \text{"facteur de dilatation"} \text{ (D. FLINN, 1979)}$$

$$\text{à volume constant : } d = 1 \text{ d'où :}$$

$$X=a(b/a)^{1/3} \quad Y=(b/a)^{1/3} \quad \text{et} \quad Z=(b/a)^{1/3}/b$$

B - METHODES UTILISEES et RESULTATS

Suivant la nature et la qualité des marqueurs de déformation interne trois méthodes ont été utilisées.

b-1) Mesure à partir de restes paléontologiques déformés

a) Principes - C'est l'une des méthodes les plus fiables puisque l'on compare les marqueurs déformés à des objets de forme bien connue. Cependant, l'intensité de la recristallisation des calcaires de Vanoise rend les affleurements fossilifères particulièrement rares ce qui ne permet pas de nombreuses mesures. J'ai pu cependant appliquer cette méthode à une population d'ammonites du Jurassique de la carrière des Lozes à Aussois. Les côtes des ammonites n'étant pas préservées, je n'ai pas pu appliquer la méthode de B.K. TAN (1973) et l'on considère ici que l'ammonite était initialement circulaire (en réalité, on a à faire à une spirale logarithmique). On peut alors simplement reporter sur un graphique la petite et la grande dimension de l'ammonite déformée, mesurées dans le plan de symétrie du fossile. Pour une population donnée d'ammonites, les mesures s'alignent sur une droite dont la pente représente le rapport $K=\sqrt{\lambda_a}/\sqrt{\lambda_b}$ de la déformation finie des fossiles dans le plan considéré (avec $\lambda = \text{l'élongation quadratique} = (1+e)^2 = (l_1/l_0)^2$). Cependant, ce rapport (K) est une valeur ne pouvant s'appliquer qu'aux fossiles et non à la roche encaissante puisque l'on peut avoir une différence de viscosité notable entre le fossile et la matrice.

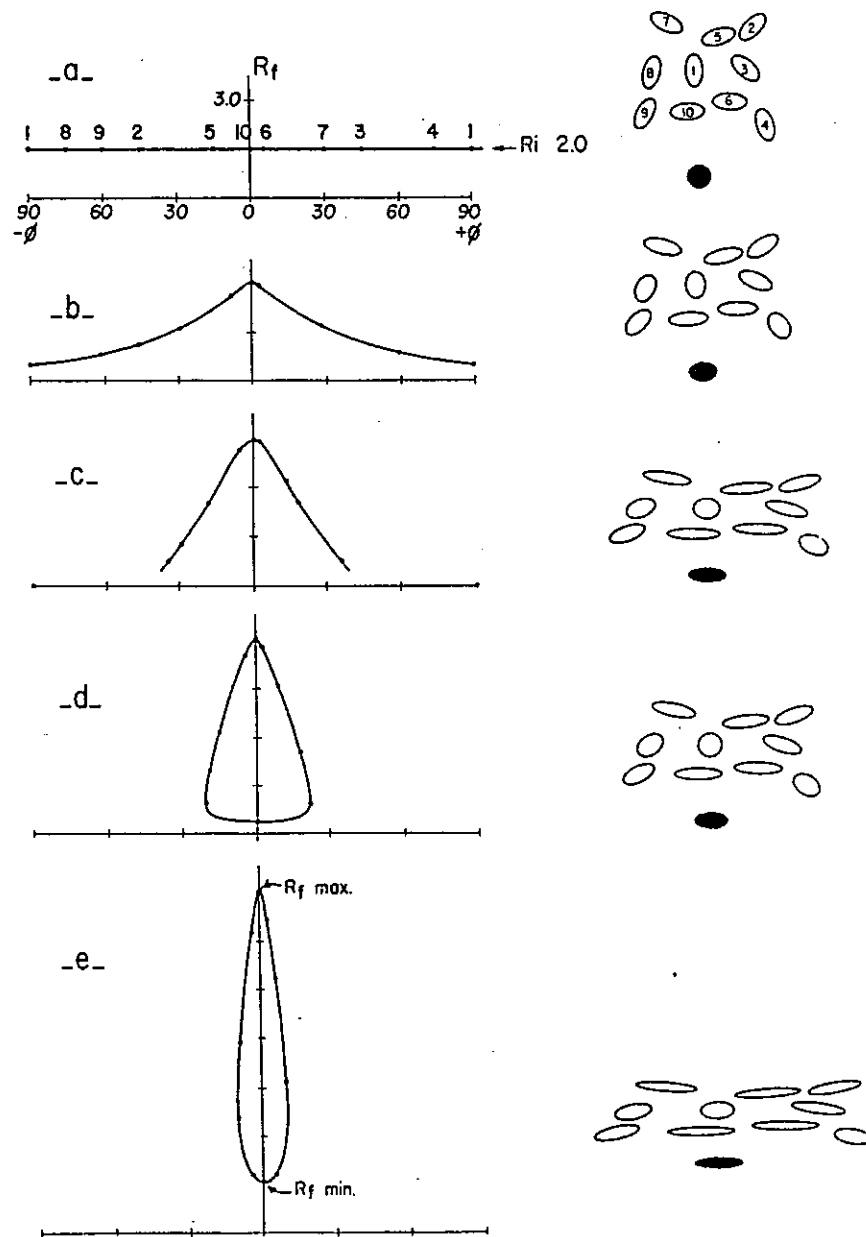


Fig. B : Déformation progressive (de a à e) d'objets elliptiques d'orientation initiale aléatoire et courbes R_f/ϕ correspondantes.
in A. NICOLAS (1984, p. 170)

b) Résultats - L'affleurement étudié se situe sur les dalles de marbres du point coté 1487m au Nord de la carrière des Lozes à Aussois (point A de la figure J). Les ammonites mesurées (six au total) se disposent à plat sur le plan de stratification qui supporte aussi la schistosité principale du secteur. La direction moyenne du grand axe des ammonites est N130-horizontale et parallèle à la direction (X) de déformation finie dans le plan considéré.

Le rapport K pour l'ensemble des mesures est ici de 1,9 (fig.A).

B-2) Mesures à partir d'objets elliptiques déformés : Méthode $R_f/\varnothing$ (J.G. RAMSAY, 1967, D. DUNNET, 1969 et R.J. LISLE, 1985)

a) Principes - Cette méthode dite "méthode $R_f/\varnothing$ " est l'une des plus utilisées dans les mesures de déformation finie car elle s'applique à des objets dont la forme initiale en section plane est elliptique ou quasi-elliptique, que l'on trouve en grand nombre dans les roches. Ce sont, par exemple, les galets d'un conglomérat, les tâches de réduction dans un schiste ou les éléments d'une brèche. Mais, comme pour les mesures à partir de fossiles, il faut tenir compte des contrastes de compétence (viscosité) entre éléments mesurés et matrice. Les mesures seront généralement plus faibles (éléments mesurés plus compétents) que la déformation globale de la roche encaissante.

Le principe de la méthode est résumée dans la figure B (voir aussi A. NICOLAS, 1984, p.169).

avec R_f = rapport axial final de l'objet elliptique

$\varnothing$ = angle en degré mesuré par rapport à une ligne repère dans le plan considéré, en principe le plus proche possible de l'axe d'élongation maximum (linéation d'étirement (X) ou trace de la schistosité (plan XY))

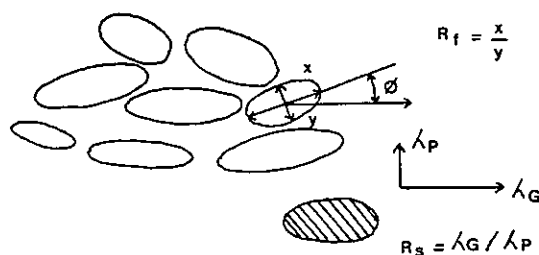


Fig.C : Signification des paramètres utilisés dans la méthode $R_f/\varnothing$ (d'après J.G. RAMSAY, 1967, p.205)
en blanc : objets elliptiques déformés ; en grisé : ellipse de déformation finie pour la section étudiée.

Le report dans un diagramme $Rf/\emptyset$ permet par ajustement grâce à des abaques (R.J. LISLE, 1985) ou par détermination de Rf max et Rf min (J.G. RAMSAY, 1967) de calculer le rapport axial de l'ellipse de déformation (R_s , "strain ration") dans le plan considéré et le rapport axial des objets elliptiques avant déformation (R_i , "initial ratio").

avec $(R_s)^2 = Rf \text{ max} * Rf \text{ min}$

et $(R_i)^2 = Rf \text{ max} / Rf \text{ min}$

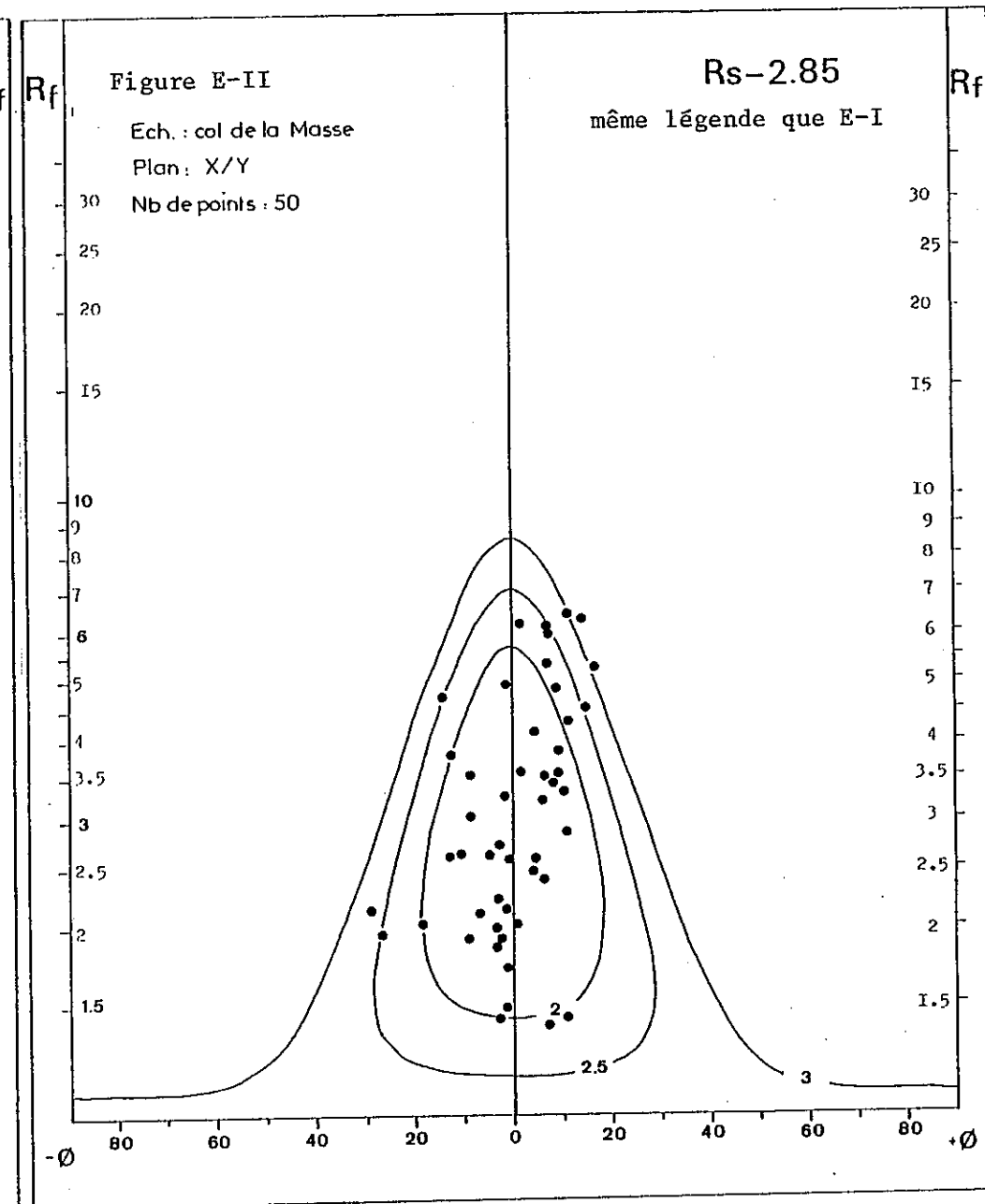
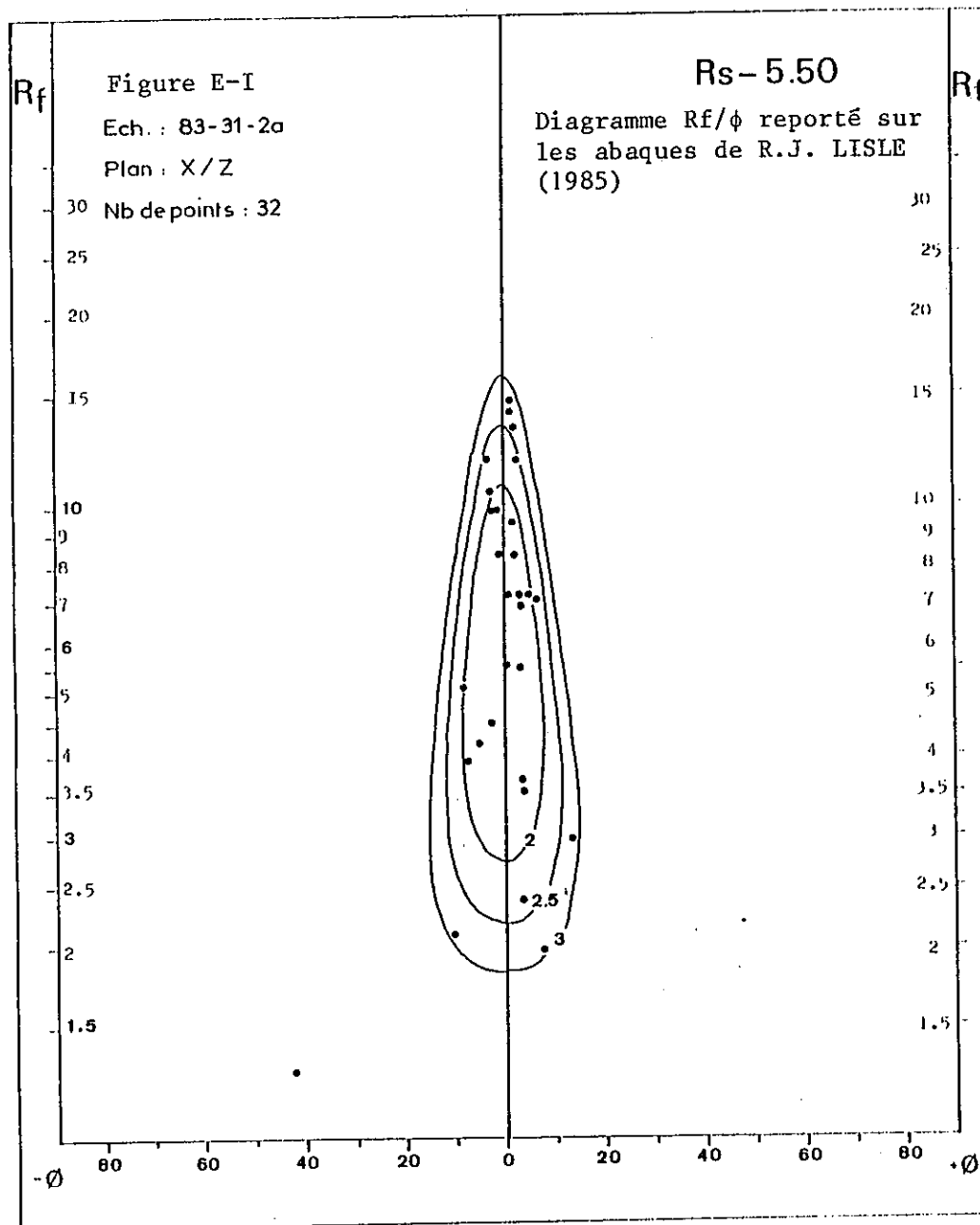
b) Résultats - Dans la pratique cette méthode a été appliquée dans deux unités distinctes de Vanoise méridionale et sur des objets différents :

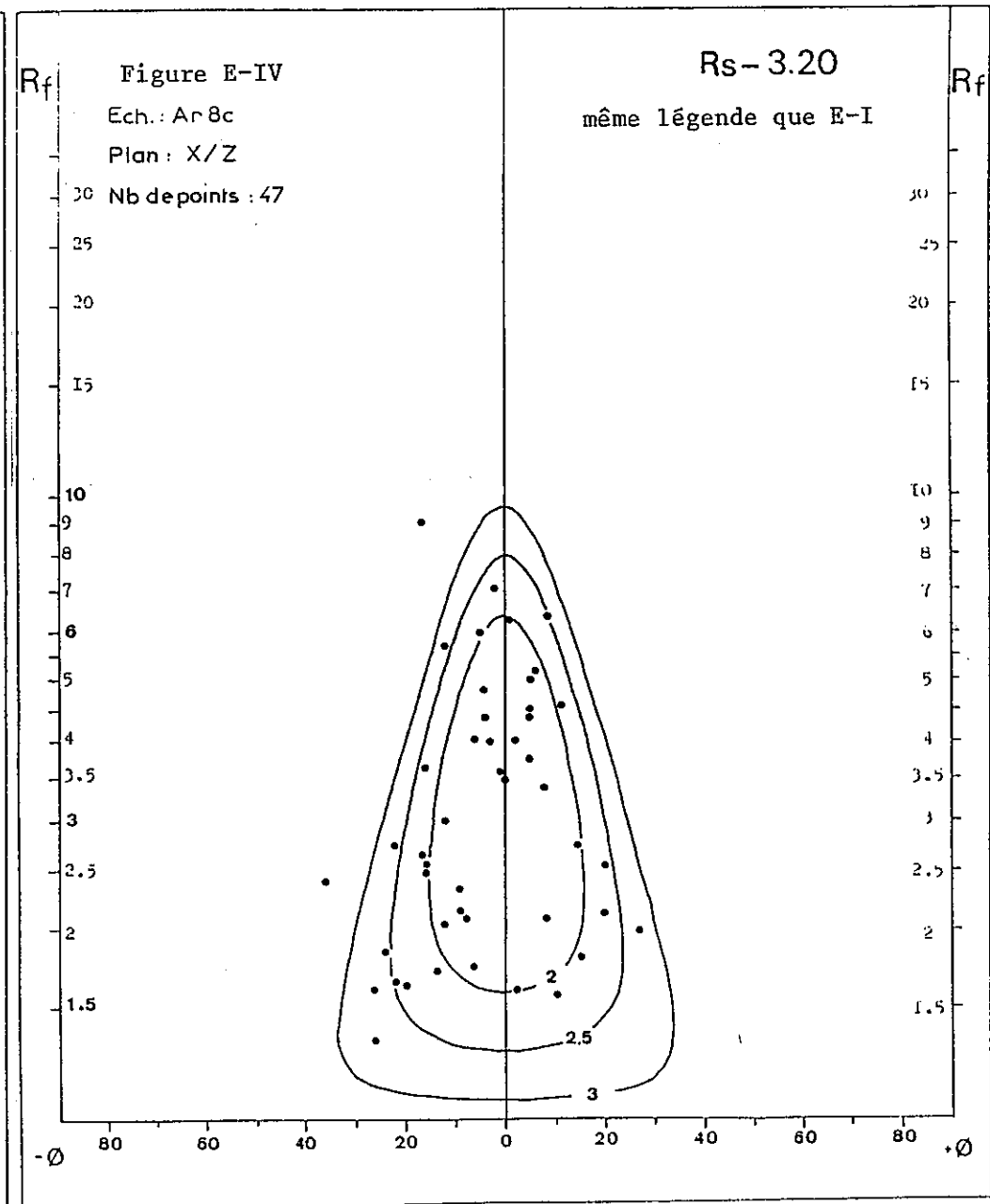
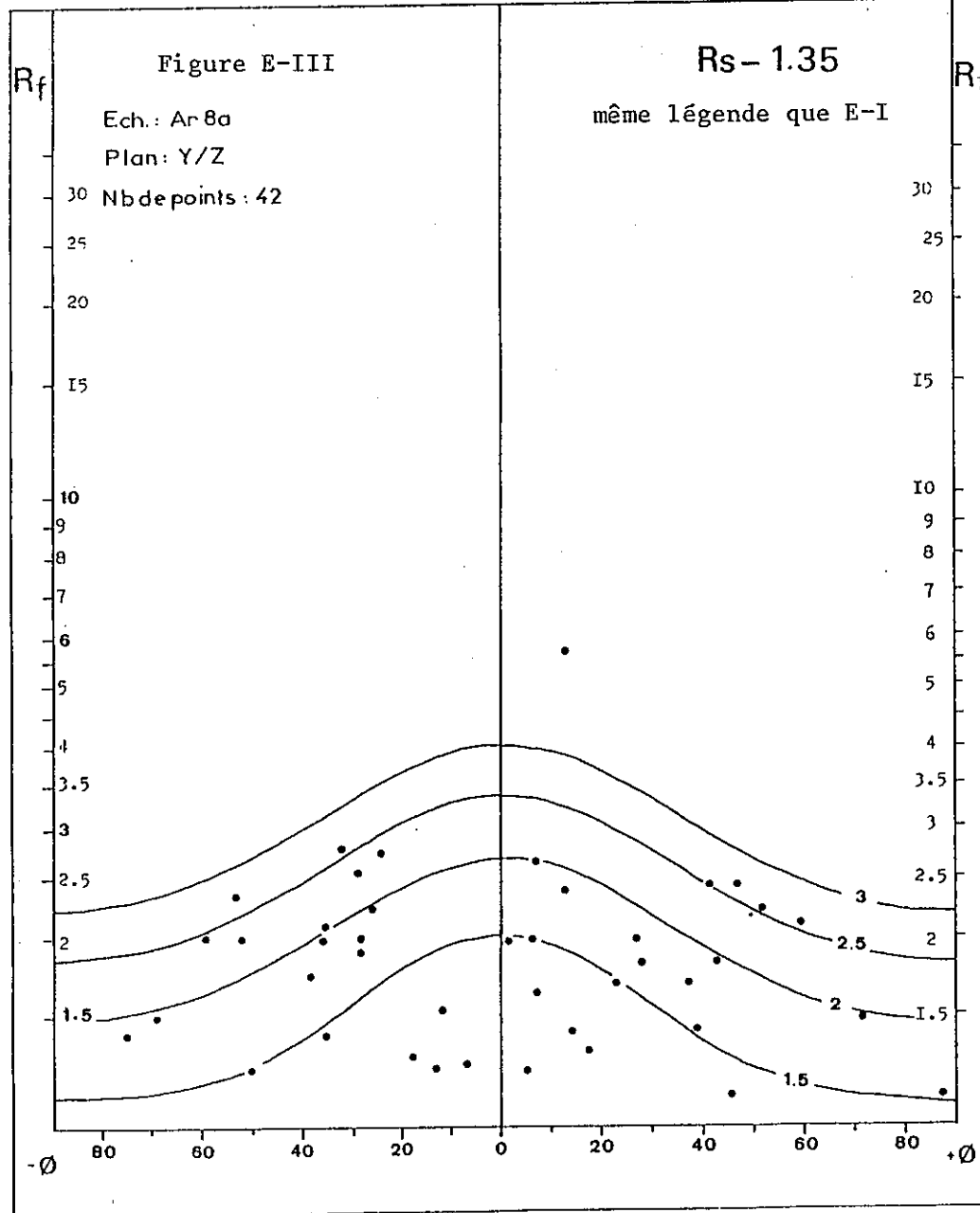
- (1) sur les microbrèches dolomitiques du Lias de la Dent Parrachée (secteur du Petit Mont) analysées en lames minces taillées parallèlement aux axes principaux de la déformation finie déterminés sur le terrain (voir planche 1, photo 2),
- (2) sur les galets de conglomérats siliceux permien du massif de la pointe de l'échelle (à l'affleurement sur les dalles en aval du col de la Masse).

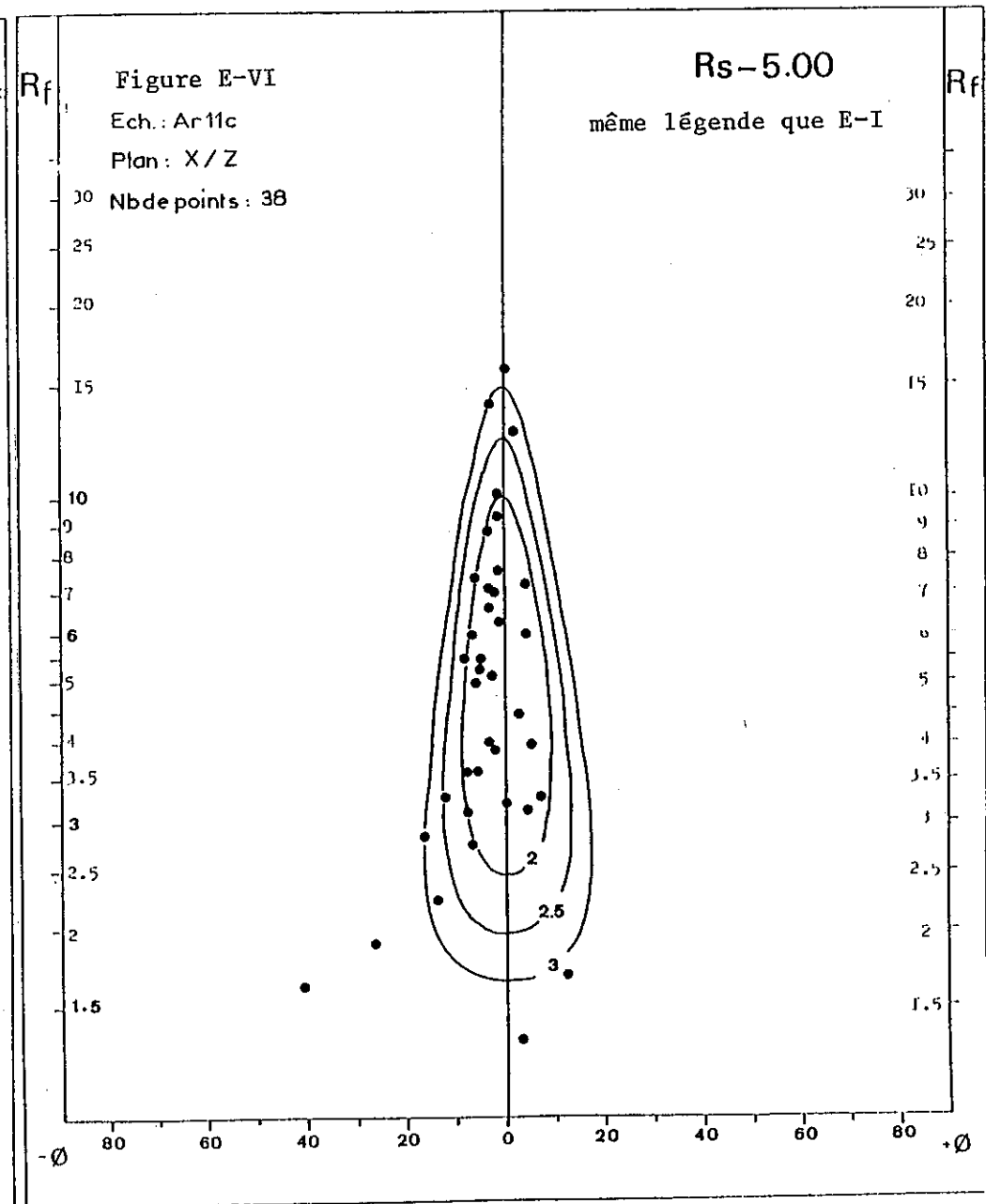
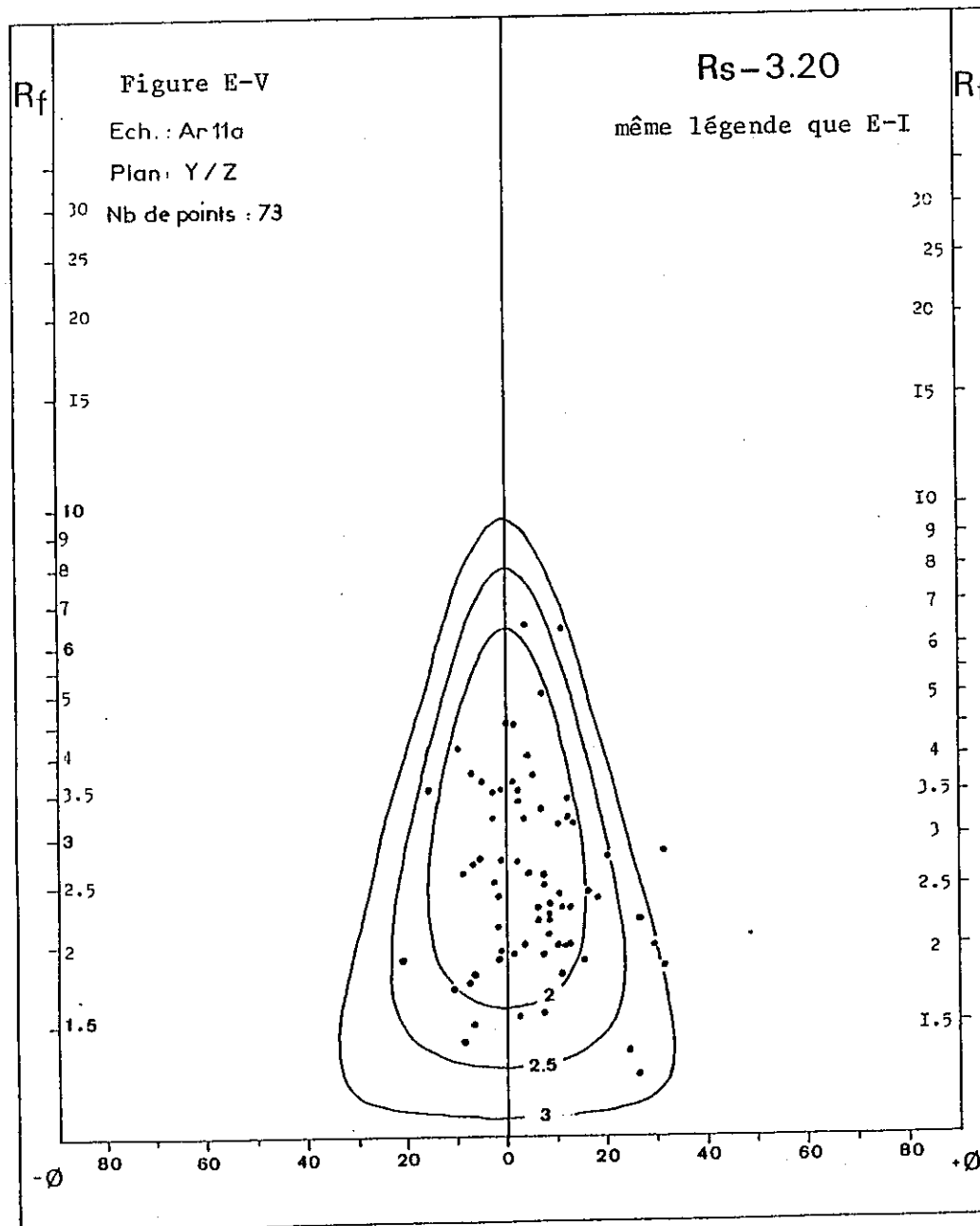
Les valeurs obtenues par calcul à partir des Rf max et Rf min et par comparaison avec les abaques de R.J. LISLE (1985) sont résumées dans le tableau ci-dessous.

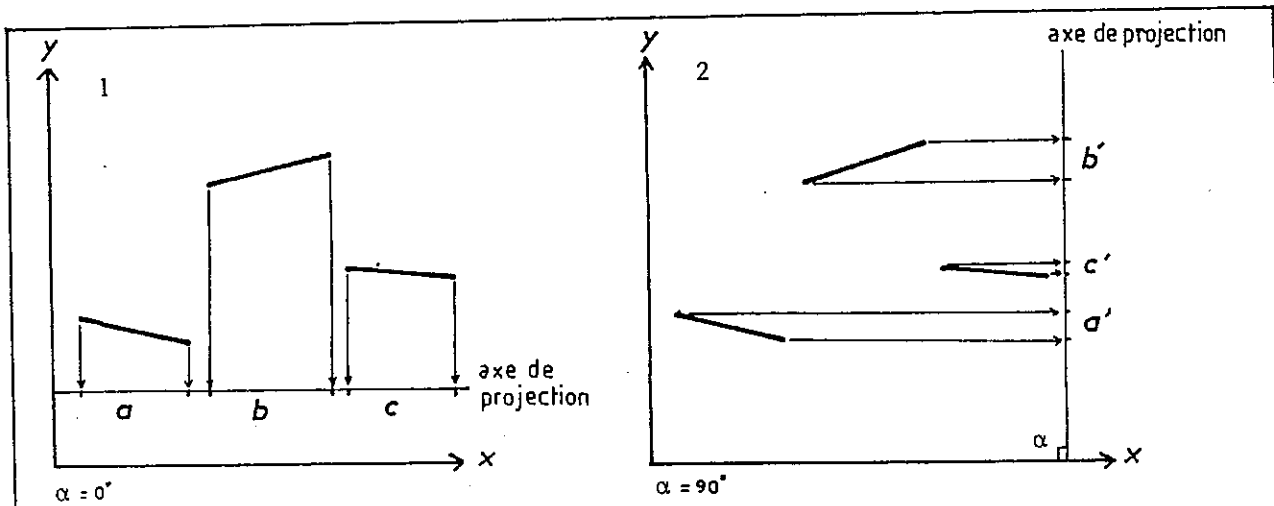
n° d'échantillon ou affleurement	Localité	(voir fig.J)	Plan	R_s	R_i	Nb de points
83-31-2a	Lias du Petit	B	X/Z	5,60	2,80	32
Ar 8 a	Mont	C	Y/Z	1,35	2,15	42
Ar 8 c	Unité de	D	X/Z	3,25	2,17	47
Ar 11 a	la Dent	E	Y/Z	3,20	1,96	73
Ar 11 c	Parrachée	F	X/Z	4,90	2,23	38
Affleurement du Col de la Masse	Conglomérat permien	G	X/Y	2,85	2,20	50

Fig.D : Valeurs obtenues par la méthode $Rf/\emptyset$ sur les conglomérats permien et les microbrèches dolomitiques du Lias (localisation des points de mesure, voir fig.J, diagrammes $Rf/\emptyset$ correspondants, voir fig.E)





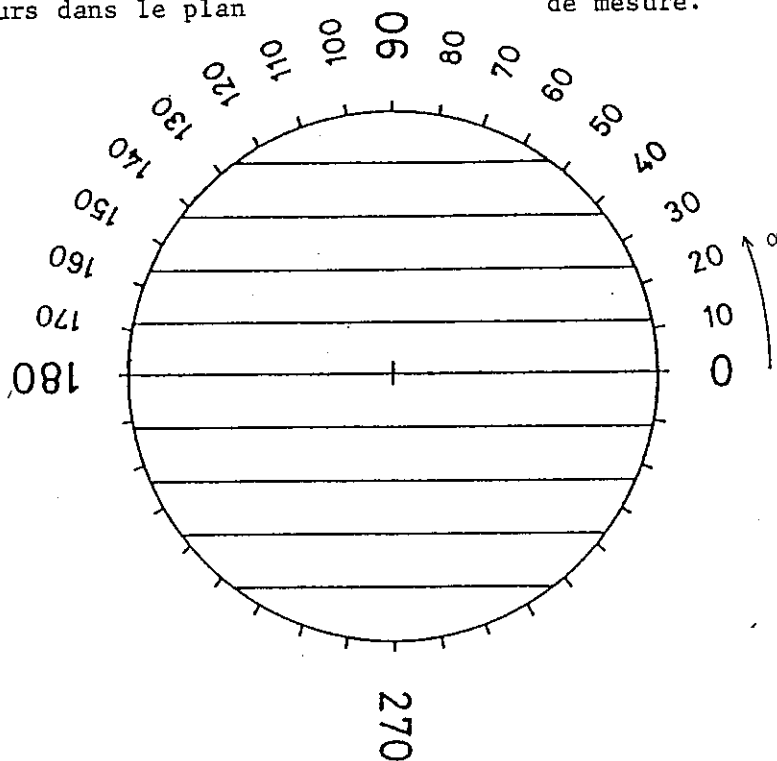




$$a + b + c > a' + b' + c'$$

Fig. F : Principe de la méthode de projection, l'axe X correspond à la direction d'orientation préférencielle. La projection se fait sur un axe d'angle α variable dans le repère (x,y), la longueur cumulée de projection ($a+b+c$) est fonction de l'angle α .

Fig. G : "Roue de comptage" utilisée (R. PANOZZO, com. pers.). En comptant le nombre d'intersections entre les objets linéaires orientés et les lignes parallèles de la roue de 10° en 10° jusqu'à une rotation complète, on peut construire un histogramme du nombre d'intersections en fonction de α . Le rapport de la valeur max. sur la valeur min. caractérise l'orientation des marqueurs dans le plan de mesure.



Dans les diagrammes $Rf/\emptyset$ (fig.E), la répartition des points représentatifs en nuage au lieu d'une couronne indique que l'on avait une distribution initiale isotrope du point de vue directionnel et aléatoire du point de vue des rapports axiaux, dans un intervalle de 1 à 2,50 (relativement homogène pour l'ensemble des échantillons du Lias brèche).

D'autre part, pour deux échantillons de Lias, nous pouvons construire à partir des valeurs obtenues sur deux sections perpendiculaires et contenant les axes principaux de la déformation, l'ellipsoïde de déformation finie pour l'échantillon considéré. En admettant que la déformation s'est faite à volume constant (cf §A), on obtient :

Echantillon	X	Y	Z
Ar 8	1,98	0,82	0,61
Ar 11	1,96	1,28	0,40

B-3) Mesure à partir de la réorientation des lignes dans un plan : méthode de R. PANOZZO (1982, 1984)

Cette méthode permet une analyse rapide en deux dimensions de la déformation finie à partir de l'orientation préférentielle des lignes dans un plan. Cette méthode peut s'appliquer à la forme des limites de grain minéral (en lame mince), à l'orientation des baguettes minérales (linéation minérale) ainsi qu'à toute sorte d'objet linéaire ayant initialement une orientation aléatoire dans un plan.

a) Principes - L'orientation préférentielle d'objets linéaires dans un plan peut être caractérisée, en effectuant une projection de ces objets sur un axe repère d'angle α variable, par les longueurs cumulées de la projection en fonction de l'angle α . En effet (fig.F) pour un axe repère proche de la direction d'orientation préférentielle, la longueur cumulée des projections sera maximale (fig.F-1). Par contre, pour un axe repère perpendiculaire à la direction d'orientation préférentielle, la longueur cumulée sera minimale (fig.F-2). En construisant un histogramme des longueurs cumulées de projection en fonction de α , on peut déterminer le maximum (a) de la courbe et le minimum (b). Une bonne estimation de la déformation enregistrée dans ce plan est fournie par le rapport a/b. Pour un grand nombre de lignes, la méthode de projection s'avère cependant fastidieuse et doit être traitée informatiquement (programme SURFOR, R. PANOZZO, 1984).

Pour ma part, j'ai utilisé sur le même principe une "roue de comptage" (R. PANOZZO, *com. pers.*) (fig.G) qui prend en compte le nombre d'intersections entre les objets linéaires mesurés et les lignes parallèles de la "roue de comptage". En répétant cette opération de 10° en 10° jusqu'à une rotation complète, on peut construire un histogramme avec en abscisse l'angle α de rotation de la roue et en ordonnée le nombre d'intersections. Pour des marqueurs linéaires d'orientation initiale aléatoire et pour une section ayant subi une déformation homogène, la courbe obtenue présente un maximum (a) et un minimum (b) dont le rapport (a/b), donne comme pour la méthode de projection, une bonne estimation du rapport axial de l'ellipse de déformation dans le plan de mesure. L'angle α de la valeur minimum (b) correspond à l'angle entre le grand axe de l'ellipse de déformation finie et une ligne repère fixée arbitrairement.

b) Résultats -

Cette dernière méthode a été appliquée :

- (1) à un échantillon présentant une forte linéation minérale à glaucophane dans les calcaires rhétiens du secteur de la Mahure (unité de la Dent Parrachée-Petit Mont, point H de la figure J)
- (2) à l'affleurement sur des polygones de dessiccation (muds cracks) visibles sur la stratification des quartzites werféniens du pli du Mollard de la Loza (cf Chapitre III, §C-III,d) (localisation point I de la figure J).

Les valeurs obtenues et les courbes correspondantes sont présentées dans les figures H et I.

C - CONCLUSION

Cette étude préliminaire avait pour but de reconnaître, dans le secteur d'étude, les objets géologiques susceptibles de fournir des valeurs de déformation interne et de voir quelles méthodes pouvaient être employées. Le nombre encore trop faible de mesures ne permet pas de proposer une zonéographie du taux de déformation interne. On note cependant que les valeurs obtenues sont très comparables à celles proposées par A.W.B. SIDDANS (1984) dans la région de Val d'Isère et qu'elles semblent relativement trop faibles pour avoir donné lieu à une réorientation des plis majeurs dans la direction régionale d'étirement (grossièrement WNW-ESE dans le secteur d'étude) comme on a pu le proposer (R. MARION, 1984).

Lame 83-7-2a Plan XY

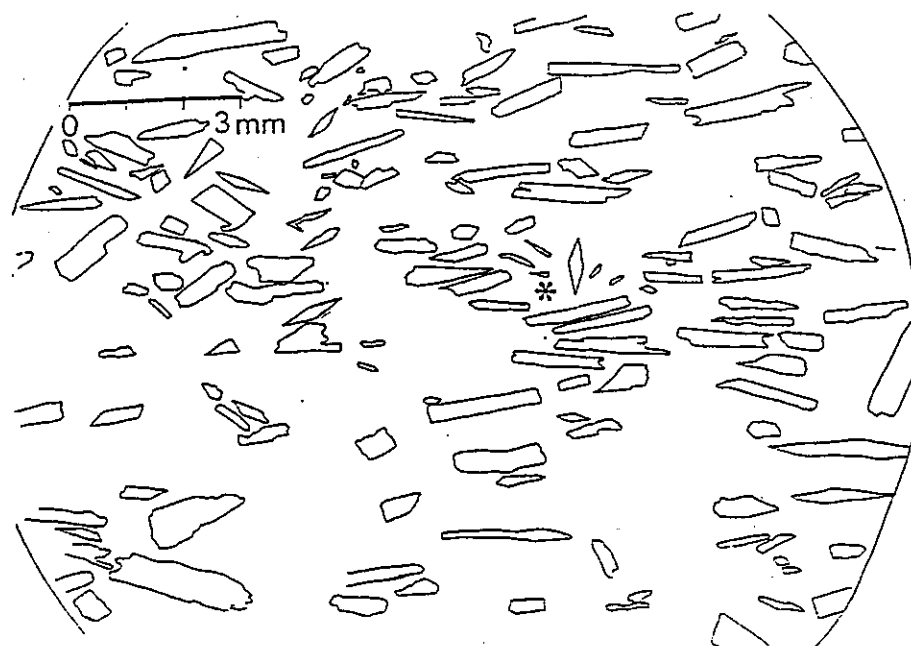
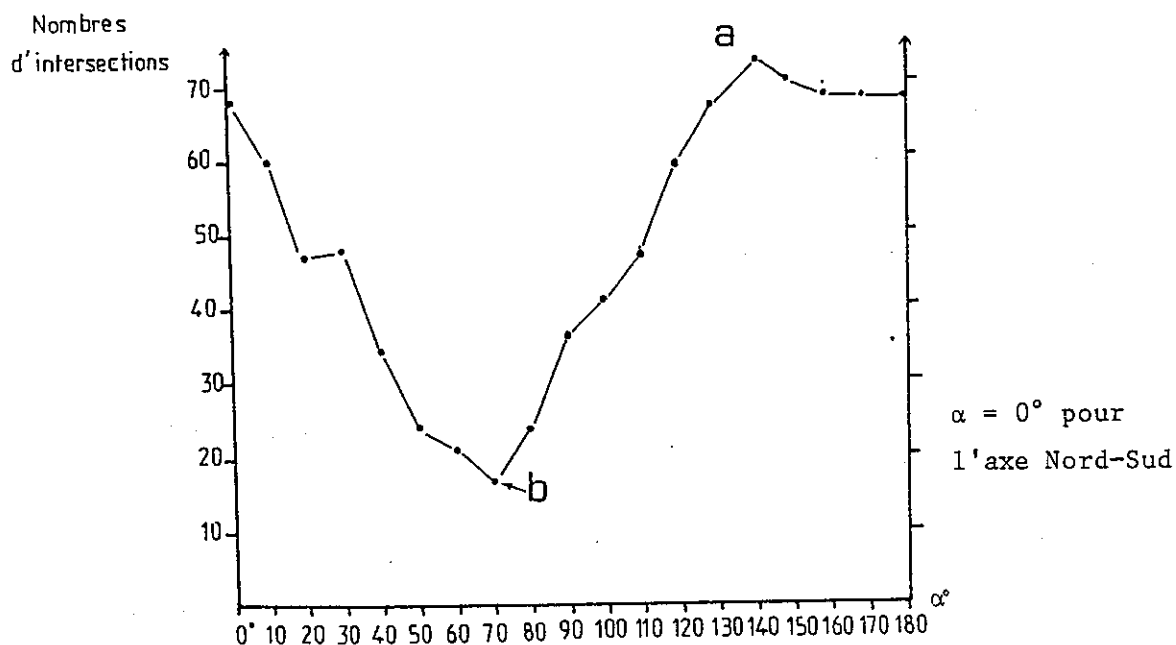


Fig. H-1 : Aspect des baguettes d'amphiboles mesurées par la méthode
R. PANOZZO (comptage manuel)



Lame : 83-7-2a

Plan : XY

Fig. H-2 : Résultat du comptage sur la linéation à glaucophane de la figure
H-1. Le rapport $a/b = 4,1$ ($\alpha_{\min.} = 70^\circ$), la linéation mesurée sur le terrain
est N75-30W.

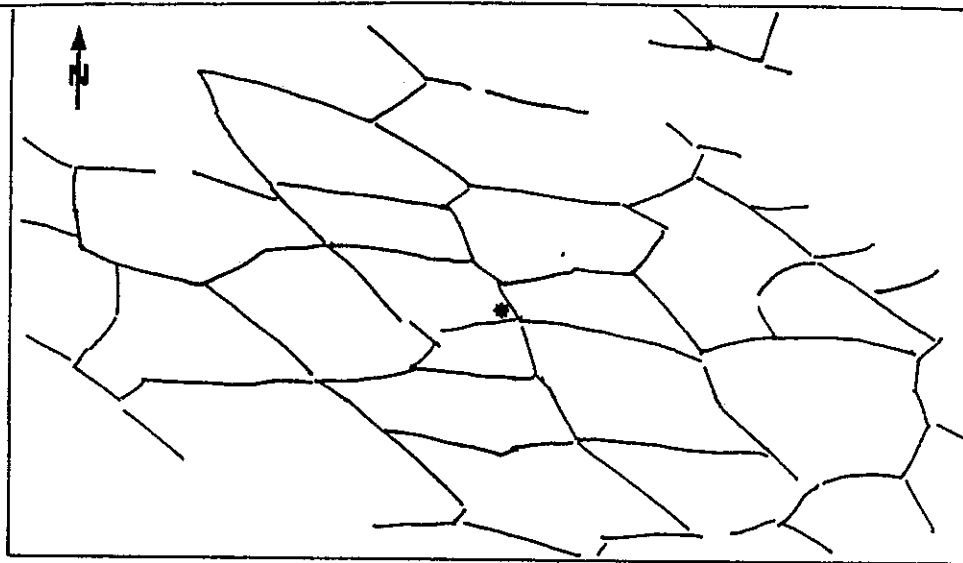
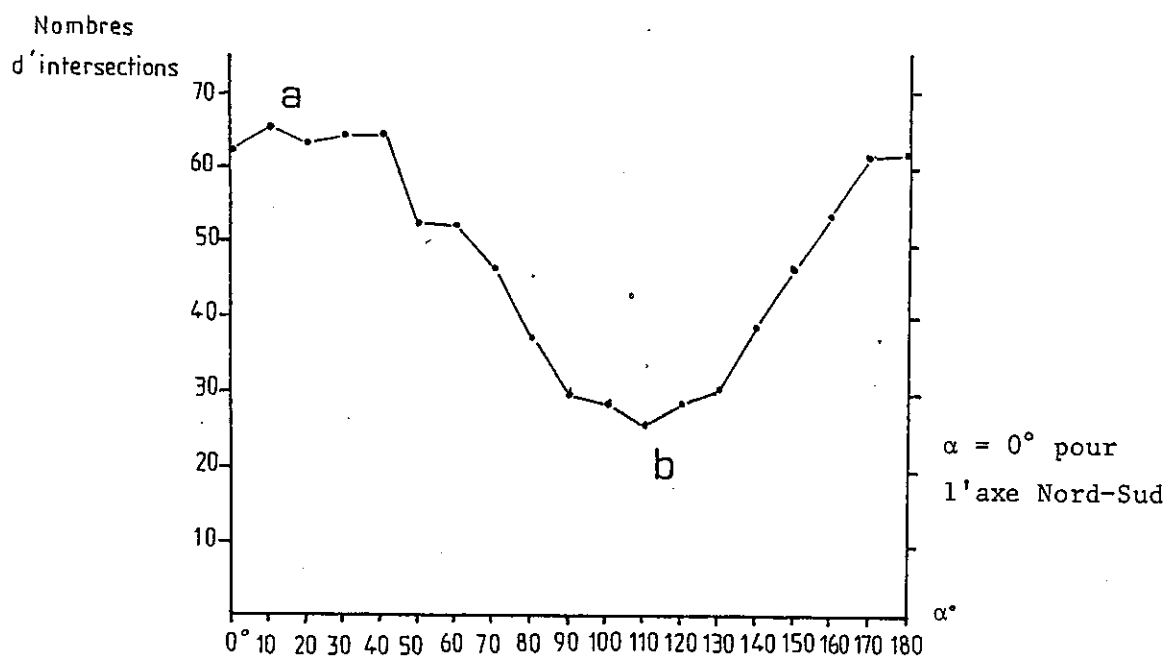


Fig. I-1 : Aspect des polygones de dessiccation visible sur la stratification des quartzites werféniens du Mollard de la Loza. Le grand axe des polygones déformés est en moyenne N120-05NW (5 mesures).



Affleurement du Mollard de la Loza

Plan de strate (50-1?)

Fig. I-2 : Résultat du comptage par la méthode R. PANOZZO sur les limites des polygones de dessiccation de la figure I-1. Le rapport $a/b = 2,58$ ($\alpha_{\min.} = 110^\circ$).

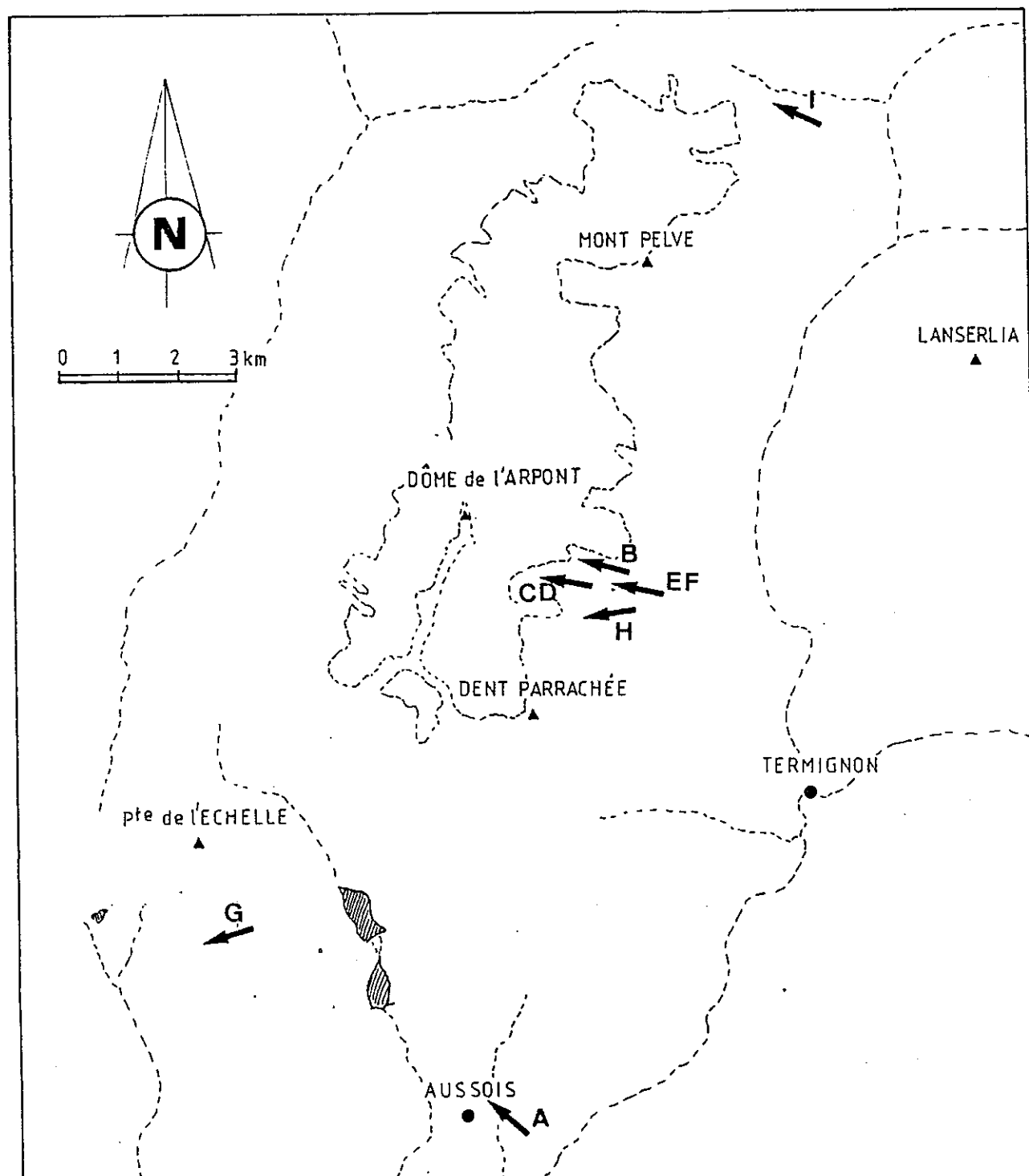


Fig. J : Localisation des mesures du taux de déformation interne et direction (X) de la linéation d'étiement observée à l'affleurement.

BIBLIOGRAPHIE

- ACCARIE H. (1983). - Etude géologique du secteur du Roc de la Vallette en Vanoise méridionale (zone briançonnaise, Alpes françaises). D.E.A., LILLE, 1983, 48p..
- 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 docteur de spec., STRASBOURG, 1982.
- ALLENBACH B. et CARON J.M. (1986). - Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Eclogae geol. Helv., Vol.79, n°1, 1986, p.75-116.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS J., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATRIELLE M. et LEMOINE M. (1963). - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. In : Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot P., t.II, mem. h. ser. S.G.F., 1960-1963, p.331-337.
- BARON P. (1981). - Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du massif du Pelvoux : stratigraphie et tectonique sédimentaire. Thèse de 3ème cycle, GRENOBLE, 1981.
- 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 5, p.45-50.
- BAUD A. et MEGARD-GALLI J. (1977). - Voir : MEGARD-GALLI et BAUD.
- BAUD A., MASSON H. et SEPTFONTAINE M. (1979). - Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. Symp. "La sédimentation jurassique W. europ.", PARIS, 1977, A.S.F. sp. publ. n°1, 1979, p.441-442.
- BOCQUET J. (1974a). - Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-Alpin et de son polymétamorphisme. C.R.A.S., t.278, n°21, 1974, p.2601-2604.
- BOCQUET J. (1974b). - Etude minéralogique et pétrologique sur le métamorphisme d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse d'état, Univ. GRENOBLE 1, 489p..
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D. (1974). - K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from western Alps. Contrib. mineral. petrol. 47, 1974, p.7-26.
- BOURBON M. (1980). - Evolution d'un secteur de la marge nord théthysienne 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., GRACIANSKY de P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et 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, 1977, p.19-34.
- BOYER S.E. et ELLIOT D. (1982). - Thrust systems. AAPG Bull., Vol.66, no9, p.1196-1230.
- 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., KIESNAT J.R. et SALIOT P. (1978). - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Rev. géographie 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. Eclogae geol. Helv., Vol.70/3, 1977, p.643-665.
- CHOPIN C. (1979). - De la Vanoise au massif du Grand Paradis : une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute-pression. Thèse de 3ème cycle, Univ. P et M Curie, 1979, 145p..
- CHOPIN C. et MALUSKI H. (1980). - ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of high pressure metamorphic micas from Gran Paradiso area (Western Alps) : evidence against the blocking concept. Contrib. mineral. petrol., 74, 1980, p.109-122.
- COBBOLD P.R. et QUINQUIS H. (1980). - Development of sheath folds in shear regimes. Journ. Struct. Geol., Vol.2, no1/2, 1980, p.119-126.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G. (1972). - La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. Mem. soc. geol. Ital., 11, 1972, p.433-460.
- DAMBRINE P. et LANGANEY C. (1979). - Etude géologique et géologique du massif de Vanoise méridionale (Savoie). Thèse de 3ème cycle, ORSAY, 1979, 261p..
- DAVIES V.M. (1982). - Interaction of thrusts and basement faults in the french external alps. Tectonophysics, 88, 1982, p.325-331.
- DEBELMAS J. (1980b). - Carte géologique au 1:250000. ANNECY.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE Cl. (1980a). - Les Alpes franco-italiennes. Geol. Alpine, t.56, 1980, p.21-58.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1957). - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). C.R. Soc. géol. France, p.38-40.
- DESMONS J. (1977). - Mineralogical and Petrological investigations of alpine metamorphism in the internal french western Alps. Am. J. Sci., 277, 1977, p.1045-1066.
- DESMONS J. (1980). - Le métamorphisme alpin. In : Les alpes franco-italiennes, Géol. Alpine, t.56, 1980, p.47-52.
- DETRAZ G. (1984). - Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Peclet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse de 3ème cycle, Univ. GRENOBLE 1, 1984, 161p..

- DEVILLE E. (1986a). - Le cadre structural de l'unité de la Grande Motte (Massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). Conséquences paléogéographiques. R.S.T., CLERMONT-FERRAND, 1986, S.G.F. 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, in press.
- DONDEY H. (1985). - Tectonique superposée dans le massif de la Dent Parrachée (Vanoise interne, Savoie, France). Terra cognita, EUG III, Vol.5, no2-3, 1985, p.254.
- DONDEY H. (1986). - Plis transverses de Vanoise méridionale. R.S.T., CLERMONT-FERRAND, 1986, S.G.F. Ed Paris.
- DUMONT Th. (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. GRENOBLE 1, 1983, 250p..
- DUMONT Th. (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, 1984, p.13-25.
- DUNNET D. (1969). - A technique of finite strain analysing using elliptical particles. Tectonophysics, 7, 1969, p.117-136.
- DUPONT D. (1985). - Etude géologique du secteur du Plan-des-Nettes. D.E.A., LILLE, 1985.
- ELLENBERGER F. (1958). - Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. carte géol. France, 1958, 561p..
- ELLENBERGER F. (1960). - Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin de Haute Maurienne. B.S.G.F., t.II, 1960, p.190-194.
- ELLENBERGER F. (1960-1963). - La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. In : Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot, 2, p.383-393.
- 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. S.G.F., 1955, p.146-148.
- 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, ISSN 0180-961X, FRA, 10, 1979, p.37-69.
- 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, 1972, 18p..
- ERNST W.G. (1971). - Metamorphic zonation of presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and Alps. Contrib. mineral. petrol., 34, 1971, p.43-59.
- FABRE J. (1961). - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie). Mem. BRGM, no2, 1961, 315p..

- FLINN D. (1979). - The computation of deformations. Geol. Journ., Vol.14, part.1, 1979, p.87-98.
- GAY M. (1970). - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes Lustrés. Bull. BRGM, section II, 1, 1970.
- GIDON M. (1982). - La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. Geol. Alpine, t.58, 1982, p.53-68.
- GIGNOUX M. (1924). - Révision de la feuille Saint-Jean de Maurienne au 80000ème (Massif de la Vanoise). Bull. serv. carte géol. France, t.28, p.13-18.
- GIGNOUX M. (1929). - Les problèmes géologiques de la région Vanoise Mont-Pourri. T.L.G., t.15, n°1, 1929, p.98-142.
- GILLCRIST R., GRAND Th., MUGNIER J.L., COWARD M., MASCLE G. et PECHER A. (1986). - La cinématique des mouvements alpins dans le Sud-Ouest du massif Ecrins-Pelvoux. R.A.S.T., SGF ed., 1986, p.78.
- GOFFE B. (1975). - Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif de Chasseforet (Vanoise méridionale). Thèse de 3ème cycle, ORSAY, 1975, 190p..
- GOFFE B. (1977). - Succession de subfaciès métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie). Contrib. mineral. petrol., Vol.62, 1977, p.23-41.
- 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 evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps) : a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. Earth and Planetary science letters, 68, 1984, p.351-360.
- GOGUEL J. (1963). - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. soc. géol. Fr., t.V, 7, n°1, p.20-33.
- GOGUEL J. et ELLENBERGER F. (1952). - La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. C.R. Soc. géol. France, 13, p.262-264.
- GRACIANSKY P.C. de et MERCIER D. (1976). - Séquences sédimentaires dans le "Dogger" briançonnais et ouverture téthysienne. C.R.A.S., 20 Sept. 1976, t.283, p.475.
- GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., LEMOINE M. et SIGAL G. (1981). - The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the western Tethys and central Atlantic oceans and their continental margins. Eclog. Geol. Helv., Vol.74/2, p.353-367.
- HOLLAND T.J.B. (1980). - The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. Am. mineral, 65, 1980, p.129-134.
- HUNZIKER 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, 1974, 55p..
- JAILLARD E. (1984). - Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud-Ouest de Pralognan (Savoie), évolution structurale et sédimentaire. Thèse de 3ème cycle, Univ. GRENOBLE 1, 1984, 212p..

- JAILLARD E. (1985a). - Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de Vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). Géol. Alpine, t.61, 1985, p.85-113.
- JAILLARD E. (1985b). - La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques. C.R.A.S., t.301, série II, 1985, p.633-636.
- 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.A.S., t.302, 2, 1986, p.35-38.
- JAILLARD E. et DETRAZ G. (1984). - Tectoniques superposées en Vanoise occidentale (Savoie). 10ème RAST, BORDEAUX 1984, S.G.F. ed., PARIS.
- JAILLARD E., DONDEY H. et DEBELMAS J. (1986). - Reconstitutions paléogéographiques de la zone briançonnaise de Vanoise (Alpes occidentales) : nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de l'unité de la Grande Motte. C.R.A.S., t.302, série II, no17, 1986, p.1091-1094.
- KILIAN W. (1906). - Sur la "fenetre" du Plan-des-Nettes et sur la géologie de la Haute Tarentaise. C.R.A.S., t.143, p.470-472.
- KORNPROBST J. et al. (1980). - Le métamorphisme en France. In : A.AUTRAN et J.DERCOURT coord., Evolutions géologiques de la France, Mem. BRGM, no107, p.161-189.
- LEFEBRE R. (1982). - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. Thèse de docteur sci., PARIS ORSAY, 1982, 435p..
- LEMOINE M. (1975). - Mesozoic sedimentation and tectonic evolution of the Briançonnais zone in Western alps. Possible evidence for an atlantic type margin between the european craton and the Tethys. IXème congrès intern. sedim., NICE, 1975, Thème 4, p.211-219.
- 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., MARTHALER R., CARON M., SARTORI M., DU CHAFFAUT S., DUMONT Th., ARTHUR E., MASSON H, POLINO R. et TRICART P. (1984). - Découvertes de foraminifères planctoniques du Crétacé sup. dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. C.R.A.S., t.299, série II, noll, 1984, p.727-732.
- LISLE R.J. (1985). - Geological strain analysis : a manual for the Rf/phi technique. Pergamon Press, 1985, 98p..
- 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, 163p..
- MARTHALER M., FUDRAL S., DEVILLE F. et RAMPNOUX J.P. (1986). - Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maria, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. C.R.A.S., t.302, Série II, no2, 1986, p.91-96.

- MATTAUER M. (1973). - Les déformations de l'écorce terrestre. Hermann ed., Paris, 1973, 489p..
- MATTAUER M. et TAPPONIER P. (1978). - Tectonique des plaques et tectonique intra-continentale dans les Alpes franco-italiennes. C.R.A.S., t.278, p.899-902.
- 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.1, 1972, p.131-142.
- MEGARD-GALLI J. (1972b). - Le Norien dans la zone briançonnaise : découverte d'un gisement fossilifère et considérations paléogéographiques. C.R.A.S., t.274, 1972, p.2443-2446.
- 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, 1974, p.111-129.
- MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977). - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Bull. BRGM.2, IV, 3, 1977, p.233-250.
- MENARD G. et THOUVENOT F. (1984). - L'anomalie gravimétrique d'Ivrea : résultat d'un écaillage de la lithosphère européenne ?. Sci. Géol., Bull., STRASBOURG, 37, 1, 1984, p.23-27.
- NICOLAS A. (1984). - Principes de tectonique. Masson Ed., 1984, 196p..
- 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.
- PANOZZO R. (1983). - Two dimensional analysis of shape-fabric using projection of digitized lines in a plane. Tectonophysics, 95, 1983, p.279-294.
- PANOZZO R. (1984). - Two dimensional strain from the orientation of lines in a plane. Journ. Struct. Geol., Vol.6, no1/2, 1984, p.215-221.
- 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, 147p..
- PLATT J.P. et BUTLER R.W.H. (1984). - Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps. Discussion and reply.. Journ. Struct. Geol., Vol.6, p.603-612.
- 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.A.S., D, 287, no10, p.895-898.
- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1985a). - Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the Southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. Journ. Struct. Geol., Vol.7, no1, 1985, p.19-36.
- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1985b). - Structural evolution of a nappe complex, Southern Vanoise massif, French Penninic Alps. Journ. Struct. Geol., Vol.7, no2, 1985, p.145-160.

- PLATT J.P. et VISSERS R.L.M. (1980). - Extensional structures in anisotropic rocks. Journ. Struct. Geol., 2, no4, 1980, p.397-410.
- PLOTTO P. (1977). - Structures et déformations des "grès" du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. Thèse de 3ème cycle, GRENOBLE, 148p..
- PURSER B.H. (1980). - Sédimentation et diagénèse des carbonates néritiques récents. Publ. de l'Inst. Français du Pétrole, Ed. Technip, t.1, 1980, 366p..
- RAGUIN F. (1925). - Découverte d'une faune de foraminifères très probablement crétacé dans les calcaires hautement métamorphiques du Vallon du Paquier près de la Grande Motte (Savoie). C.R.A.S., 16 Novembre 1925, no20, p.726-728.
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill Ed., London, 1967, 568p..
- RAMSAY J.G. et HUBER M.I. (1983). - The techniques of modern structural geology. Academic Press Inc Ed., 1983, 307p..
- RAOULT J.F. (1980a). - Caractère transgressif du Trias de Bellecote en Vanoise; implications tectoniques (Alpes françaises). C.R.A.S., D, FRA, 1980, 291, no1, p.47-50.
- RAOULT J.F. (1980b). - Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone Briançonnaise, Alpes françaises). Rev. géographie phys. géol. dyn., Vol.22, fasc.4-5, 1980, p.303-312.
- RAOULT J.F., LANGLET Ph. et BROUDOUX B. (1984). - Présence en VAnoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. C.R.A.S., t.298, série II, no12, 1984.
- SIDDANS A.W.B. (1984). - L'évolution tectonique d'une partie de la Vanoise-Mont Pourri des environs de Val d'Isère. Géol. de la France, BRGM, no4, 1984, p.3-39.
- SITTER L.U. de (1958). - Structural geology. Mc Graw-Hill book Compagny, New York, 1958.
- TAN B.K. (1973). - Determination of strain ellipses from deformed ammonoids. Tectonophysics, 16, 1973, p.89-101.
- TERMIER P. (1890-91). - Etude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). Bull. serv. carte géol. Fr., t.II, no20, 1891, p.367-509.
- TERMIER P. (1907). - Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. B.S.G.F., 4, 7, p.174-189.
- TERMIER P. (1927a). - Sur le problème tectonique de la Vanoise et du Mont-Pourri. C.R.A.S., 21 Mars 1927, p.717-721.
- TERMIER P. (1927b). - Que la série cristallophylienne de la Vanoise et du Mont-Pourri est bien d'âge permien ou carbonifère. C.R.A.S., 14 Mars 1927, p.641-645.
- TRICART P. (1980). - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse de doctorat es sciences, STRASBOURG, 1980, 407p..

- 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, no1, 1986, p.95-118.
- VIALON (1986). - Les déformations alpines de la couverture sédimentaire des blocs de socle cristallin basculés de Belledonne (Grandes Rousses et Pelvoux dans les régions de Bourg d'Oisans). B.S.G.F., no2, 1986, p.202-204.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976). - Eléments de tectonique analytique. Masson Ed., PARIS, 1976, 115p..

- LISTE DES FIGURES -

CHAPITRE I

	Pages
Fig. 1 : Situation géographique	8
Fig. 2 : Coupe structurale des Alpes occidentales	9
Fig. 3 : Schéma structural des Alpes occidentales	10
Fig. 4 : Schéma structural de la Vanoise	10
Fig. 5 : Le Trias de Vanoise occidentale	14
Fig. 6 : Corrélation des différentes études microtectoniques	16
Fig. 7 : Les grandes unités distinguées dans la partie ouest de la Vanoise	18
Fig. 8 : Coupes dans la Vanoise (in J.F. RAOULT, 1980b)	18
Fig. 9 : Corrélation sommaire entre l'évolution structurale de la Vanoise occidentale et de la Vanoise méridionale	20
Fig. 10 : Zonéographie du métamorphisme dans les zones internes alpines	23
Fig. 11 : Evolutions et conditions du métamorphisme de Vanoise (d'après J. DESMONS, 1974)	23
Fig. 12 : Evolution des conditions du métamorphisme dans la Vanoise (d'après B. GOFFE, 1982)	23

CHAPITRE II

Fig. 13 : Localisation des séries mésozoïques	28
Fig. 14 : Carte géologique des unités de Vanoise méridionale	30
Fig. 15 : Panorama du col du Mont Pelve depuis les pentes nord de Chasseforêt	33
Fig. 16 : Coupe du col du Pelve	33
Fig. 17 : Coupe des niveaux à brèches supra-triasiques (au Sud du col du Pelve)	33
Fig. 18 : Composition schématique des coupes de la couverture briançonnaise de Vanoise méridionale	33
Fig. 19 : Lithostratigraphie du Jurassique du Mont Pelve - Plateau de la Réchasse	36
Fig. 20 : Essai de corrélations entre les séquences du Jurassique briançonnais et la série post-triasique du Mont Pelve	41
Fig. 21a : Reconstitution de la paléotopographie du Mont-Pelve - Plateau de la Réchasse	43
Fig. 21b : Carte du contact Js/quartzites triasiques, partie nord du Plateau de la Réchasse	43

Fig. 22	: Carte géologique des séries briançonnaises de la vallée de l'Arc	46
Fig. 23	: Aspects de la série triasique de l'Esseillon à l'affleurement	48
Fig. 24	: Colonne synthétique du Trias de l'Esseillon	51
Fig. 25	: Coupe du fort Marie-Christine (Carnien p.p.)	51
Fig. 26	: Le Roc du Bourget	53
Fig. 27	: La série post-ladinienne de la carrière des Lozes à Aussois	55
Fig. 28	: Carte géologique des unités de la série de la Grande Motte dans le massif de la Dent Parrachée	60
Fig. 29	: Colonnes stratigraphiques synthétiques de la coupe de la Loza et du Col Demi-Lune comparées à la série de l'unité de Rochebrune	63
Fig. 30	: Microfaciès et organismes des bancs calcaréo-dolomitiques du Rhétien	66
Fig. 31	: Faciès des calcaires à polypiers dendroïdes du Rhétien	66
Fig. 32	: La face sud de la Grande Casse et de la Pointe Mathews, vue du refuge du Plan du Lac	69
Fig. 33	: Position des lentilles de brèches dolomitiques du Lias dans l'unité Petit Mont- Dent Parrachée	71
Fig. 34	: La succession post-liasique de la série de la Grande Motte	73
Fig. 35	: Corrélation schématique des écaillés de l'unité de la Dent Parrachée et de l'unité de la Grande Motte.....	77
Fig. 36	: Ecaillés dolomitiques et calcaires de l'arête SE du Dôme de Chasseforêt	78
Fig. 37	: Résultats de l'analyse semi-quantitative de chacune des quatre populations de roches analysées pour l'attribution des calcschistes de la Crête de la Frêt	81
Fig. 38	: Reconstitution paléogéographique du massif de Vanoise méridionale	86
Fig. 39	: Profils paléogéographiques du massif de Vanoise (CRAS, 1986, t.302, n° 17)	91

CHAPITRE III

Fig. 40	: Localisation des secteurs détaillés dans l'étude structurale	99
Fig. 41	: Coupe synthétique du massif de la Dent Parrachée	102
Fig. 42	: Schéma structural du massif de la Dent Parrachée	103
Fig. 43	: Panorama de la face nord-est de la Dent Parrachée et deux coupes sériées dans l'unité du Petit Mont : mise en évidence de la structure en écaillés	105
Fig. 44	: Détail d'un échantillon du contact unité Dent Parrachée-Petit Mont/socle de l'Arpont ..	106
Fig. 45	: Nature et géométrie des contacts d'écaillés de la nappe de la Dent Parrachée	107
Fig. 46	: Restauration de la direction originelle de l'axe du pli P1 du sommet de la Dent Parrachée après effacement de la phase D3	109
Fig. 47	: Allure des isogones de pendages du pli sommital de la Dent Parrachée et courbes t/t ₀ et T/T ₀ correspondantes	110
Fig. 48	: Coupe synthétique de la Dent Parrachée et schéma montrant les relations entre les plans axiaux des plis P1 et les surfaces de contacts des écaillés	110

Fig. 49	: Le plissement mésostructural de phase D1 : aspects chronologiques	112
Fig. 50	: Orientation des principales mésostructures de phase D1 dans les calcaires liasiques du Petit Mont	113
Fig. 51	: Critères de cisaillement D1 dans la couverture charriée de Vanoise méridionale	115
Fig. 52	: Analyse de la forme des plis P2 par la méthode des épaisseurs orthogonales	120
Fig. 53	: Orientation des mésostructures de phase D2 et D3 dans les calcaires liasiques de la partie sud-est du secteur du Petit Mont (flanc horizontal et charnière du synforme majeur P3)	122
Fig. 54	: Le caractère non coaxial de la déformation D2 à travers l'analyse des microstructures dans les schistes argilo-dolomitiques du Rhétien des rochers de la Ferrière	124
Fig. 55	: Reprise du contact Dent Parrachée/Arpont par des plis métriques de phase D2 : localisation et mise en évidence	125
Fig. 56	: Variation du style et de l'orientation des plis mineurs P3 dans la charnière de la synforme majeure de la Dent Parrachée, analysée dans le Lias du Petit Mont	128
Fig. 57	: Schéma structural du Fond d'Aussois	130
Fig. 58	: Interprétation des structures de rétrocharriage du Fond d'Aussois	131
Fig. 59	: La structure du Fond d'Aussois à travers des coupes NW-SE	132
Fig. 60	: Schéma structural du chaînon du Mont Pelve - Plateau de la Réchasse	136
Fig. 61	: Coupes géologiques du chaînon du Mont Pelve	138
Fig. 62	: Aspect des plis mineurs P3 dans les calcaires et les dolomies anisiens de la crête de la Frêt	140
Fig. 63	: Orientation des mésostructures dans le chaînon du Mont Pelve et construction de l'axe du pli hectométrique dans les quartzites du Mollard de la Loza.....	141
Fig. 64	: Hypothèse sur l'attribution à D2 ou D3 du pli couché majeur du chaînon du Mont Pelve - Plateau de la Réchasse	141
Fig. 65	: Hypothèse sur l'amplitude du rétrocharriage du Mont Pelve	144
Fig. 66	: Carte géologique du Roc de la Vallette	146
Fig. 67	: Structure générale de la couverture carbonatée du chaînon du Mont Pelve - Grand Marchet - Roc de la Vallette	148
Fig. 68	: Schéma structural du secteur du Roc de la Vallette	150
Fig. 69	: Structure du Roc de la Vallette : mise en évidence des plissements de phase D4	152
Fig. 70	: Aspect des mésostructures de phase D3 et D4 à l'affleurement	152
Fig. 71	: Orientation des mésostructures du Roc de la Vallette	154
Fig. 72	: Reconstitution de l'histoire tectonique de Vanoise méridionale	158
Fig. 73	: Corrélations des différents événements alpins reconnus dans les chaînons voisins ..	164

CHAPITRE IV

Fig. 74	: Schéma tectonogénétique de mise en place de la nappe de la Dent Parrachée	174
---------	---	-----

- TABLE DES MATIERES -

CHAPITRE I
PRESENTATION et RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS

	Pages
A - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE	7
B - PRESENTATION GEOLOGIQUE : RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS	9
B - I : Les grandes entités structurales	11
a) La zone houillère	11
b) La zone Vanoise-Ambin	11
B - II : Les couvertures mésozoïques.	12
a) La couverture de type Vanoise occidentale	12
b) La série de type Grande Motte	13
c) La série de type Val d'Isère-Ambin	13
d) La nappe des Schistes lustrés	13
e) Données récentes sur la sédimentologie de la série Briançonnaise	15
B - III : L'histoire tectono-métamorphique	17
B - IV : Le métamorphisme alpin	21
a) La zonation métamorphique en Vanoise	21
b) Evolution métamorphique de la couverture	22
B - V : La Vanoise dans le cadre tectonométamorphique des Alpes occidentales	24

CHAPITRE II
ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DE LA COUVERTURE MESOZOIQUE

A - INTRODUCTION	27
A - I : Présentation	27
A - II : Méthodes et objectifs	27
B - LES UNITES BRIANÇONNAISES CLASSIQUES	29
B - I : Introduction .	29
B - II : Les séries Briançonnaises du front nord de Vanoise méridionale	29
a) Les niveaux de brèches dolomitiques	31
a-1) Lithologies	31
a-2) Relation des brèches dolomitiques avec les termes du Trias	32
a-3) Attribution	34
a-4) Conclusion	35
b) Les termes transgressifs du Jurassique moyen et supérieur	35
b-1) Lithologies	37
b-2) Milieux de dépôts et attributions	38
b-3) Conclusion	39
c) Morphologie du paléorelief du Mont Pelvé - socle de la Réchasse	42
d) Conclusion	42
B - III : Les séries Briançonnaises de la vallée de l'Arc	45
a) La série triasique des forts de l'Esseillon	45
a-1) Le cycle I (Anisien p.p.)	47
a-2) Le cycle II (Anisien sup ? - Ladinien inf.)	47
a-3) Le cycle III (Ladinien sup.)	49
a-4) Le cycle IV (Carnien p.p.)	50
a-5) Conclusion	52
b) Les séries exclusivement post-ladiniennes du Bourget et des Lozes	52
b-1) Caractère sédimentologique et âge du Trias	54
b-2) Age de la transgression jurassique	54
b-3) Conclusion	56
c) Conclusion	56
B - IV : Conclusion générale sur les séries Briançonnaises de Vanoise méridionale	58

C - LA SERIE DE L'UNITE (OU NAPPE) DE LA GRANDE MOTTE	59
C - I : Lithostratigraphie	61
a) Le Trias dolomitique	61
a-1) Lithologie	61
a-2) Interprétation (d'après A. BAUD et J. MEGARD-GALLI, 1975)	62
b) La formation rhético - hettangienne	62
b-1) Lithologie et subdivision	62
b-2) Principaux niveaux repères et attribution (d'après Th. DUMONT, 1983)	64
c) La formation des calcaires à zones siliceuses du Lias	67
c-1) Principaux faciès et subdivision lithologique	68
c-2) Le détritisme dolomitique du Lias de la grande Motte	70
c-3) Milieu de dépôt	70
c-4) Age de la formation et de la tectonique distensive	72
d) La succession post-liasique	72
d-1) La coupe du sommet de la Dent Parrachée	74
d-2) Les indices d'une émergence post-liasique	75
C - II : Conclusion	76
D - LES ECAILLES D'ATTRIBUTION INCERTAINE	79
D - I : L'écaille dolomitique et calcaire de l'arête SE du Dôme de Chasseforêt	79
a) Affleurement inférieur - altitude 2960 m	79
b) Affleurement supérieur - altitude 3100 m	79
c) Conclusion	79
D - II : Les calcschistes de la Crête de la Frêt	80
a) Présentation	80
b) Lithologie et choix des échantillons	80
c) Conclusion	82
E - CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE	83
E - I : Les séries mésozoïques de Vanoise méridionale dans le cadre de la paléomarge téthysienne	83
a) La période précocéanique (les sédiments anté-rift du Trias)	83
b) La période de rifting (les sédiments synrift du Lias au Dogger inférieur)	83
c) La période d'expansion océanique (Dogger moyen à Crétacé inférieur)	84
d) La période de fermeture puis de collision continentale (Crétacé supérieur - Tertiaire)	84
E - II : Reconstitution paléogéographique	85
Publication : C.R. Acad. Sc. Paris, t.302, Série II, n°17, 1986	89

CHAPITRE III STRUCTURES ET DEFORMATIONS DU MASSIF DE VANOISE MERIDIONALE

A - INTRODUCTION	95
A - I : Présentation et résumé des travaux antérieurs	95
A - II : Méthodes et objectifs	97
a) Méthodes	98
b) Conventions et notations	100
B - STRUCTURE DU MASSIF DE LA DENT PARRACHEE	101
B - I : Introduction	101
B - II : Les déformations - mise en évidence - géométrie	104
a) Les structures précoces - phase D1	104
a-1) Structures majeures	104
a-2) Structures mineures	111
a-3) Vergence de la phase D1	114
a-4) Le caractère de la déformation D1 à l'intérieur des écailles de la Dent Parrachée	116
a-5) Conclusion	116

b) La phase de plissement transverse - phase D2	117
b-1) Structures majeures	117
b-2) Structures mineures	121
b-3) Conclusion - corrélations	126
c) La phase D3 de rétrocharriage	126
c-1) Structures majeures	126
c-2) Structures mineures	127
c-3) Structures de rétrocharriage du secteur du Fond d'Aussois	129
B - III : Conclusion .	134
C - STRUCTURE DU CHAINON DU MONT PELVE - PLATEAU DE LA RECHASSE	135
C - I : Introduction	135
C - II : Structure générale	135
a) Structures plicatives	135
b) Relation socle - couverture	137
c) Structures tangentielles	139
C - III : Observations mésostructurales	139
C - IV : Hypothèse sur l'amplitude du rétro-charriage du Mont Pelve	143
C - V : Conclusion	145
D - STRUCTURES DE PHASES D3 ET D4 DANS LE CHAINON DU ROC DE LA VALLETTE	147
D - I : Introduction	147
D - II : Analyse des déformations et structures associées	147
a) Structures de phase D2	147
b) Déformation de phase D3	149
b-1) Mésostructures et caractère de la déformation	149
b-2) Grandes structures et interprétation	151
c) Structures de phase D4	153
c-1) Structures de phase D4 dans le socle et la série siliceuse	153
c-2) Structures de phase D4 dans la couverture carbonatée	155
D - III : Conclusion	156
E - CONCLUSION DE L'ETUDE STRUCTURALE	159
E - I : Récapitulation des phases tectoniques	159
E - II : Relations avec l'histoire métamorphique	161
a) Les phases D2 et D3	161
b) Relation phase D1 - Métamorphisme HP	162
b-1) Dans le socle de l'Arpont	162
b-2) Dans la nappe de la Dent Parrachée	162
b-3) Dans les unités de couverture briançonnaise	162
E - III : Comparaison avec les chaînons voisins	163

CHAPITRE IV SYNTHESE ET CONCLUSION

A - RECAPITULATION DES DIFFERENTES UNITES	169
B - SYNTHESE TECTONIQUE	170
B - I : Récapitulation des phases principales de déformation	170
B - II : Mécanisme de mise en place des nappes de Vanoise méridionale	171
a) Introduction	171
b) Contexte paléogéographique	172
c) Géométrie et caractère de la déformation D1	173
d) Schéma tectonogénétique de mise en place de la nappe de la Dent Parrachée	173
e) Conclusion	176
C - PRINCIPAUX RESULTATS ET PROLONGEMENTS POSSIBLES	177

Annexe 1 : Coupe détaillée du fort Marie-Christine	183
Annexes 2 et 3 : Coupe détaillée de la Loza	185
Annexe 4 : Coupe détaillée du Col Demi-Lune	187
Annexe 5 : Diffractométrie RX semi-quantitative : mode opératoire et diffractogrammes caractéristiques	189
Annexe 6 : Méthode des épaisseurs orthogonales et des isogones de pendages (J.G. RAMSAY, 1967)	195
Annexe 7 : Programme de canevas automatique de Schmidt : fonctionnalités et procédures	201
Annexe 8 : Etude quantitative de la déformation interne : données préliminaires sur la couverture métasédimentaire de Vanoise méridionale	205
BIBLIOGRAPHIE	221
LISTE DES FIGURES	229

BIBLIOGRAPHIE 221

LISTE DES FIGURES 229

THESE DE L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE
GRENOBLE I

Titre de l'ouvrage :

ETUDE GEOLOGIQUE DES UNITES
DE VANOISE MERIDIONALE DE PRALOGNAN A AUSOIS
(ALPES DE SAVOIE)

Evolution sédimentaire et structurale

Nom de l'auteur : Hervé DONDEY

Etablissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RESUME

L'étude géologique de la couverture mésozoïque qui borde le dôme paléozoïque de Chasseforêt (socle de Vanoise méridionale) est abordée sous l'aspect sédimentaire et structural grâce à une cartographie détaillée au 10 000^e et par l'analyse des déformations superposées.

Stratigraphie - La composition stratigraphique des différentes séries reconnues traduit l'existence de trois domaines paléogéographiques distincts s'opposant par leur degré d'érosion anté-dogger, avec d'Ouest en Est;

- les séries briançonnaises de type Vanoise occidentale profondément érodées jusqu'aux quartzites du Trias inférieur,
- les séries briançonnaises de la vallée de l'Arc caractérisées par une forte discordance angulaire anté-bathonienne et par la préservation sous ce niveau d'érosion des termes du Trias supérieur (Norien),
- les séries de type Grande Motte de l'unité de la Dent Parrachée caractérisées par l'existence d'un Lias calcaire épais intercalé dans une série, par ailleurs, typiquement briançonnaise.

L'âge et la répartition des termes transgressifs du Jurassique attestent de la contiguité paléogéographique de ces trois domaines et permettent de reconstituer une paléotopographie en blocs basculés créée au cours de la phase distensive majeure du Lias moyen. Ces éléments replacés dans le contexte général de la zone briançonnaise de Vanoise apportent de nouveaux arguments pour une origine intra-briançonnaise de la dépression liasique de la Grande Motte.

Tectonique - On distingue schématiquement quatre événements tectoniques synschisteux :

- D1 : Charriage et substitution localisée de la couverture briançonnaise classique par l'unité de la Dent Parrachée sur le socle de Vanoise méridionale,
- D2 : Plissement d'ensemble de la couverture et du socle suivant un axe E-W et déversé vers le Nord,
- D3 : Rétrocharriage et plissement déversé vers l'ESE provoquant un charriage d'ampleur probablement pluri-kilométrique de l'unité du Mont Pelve sur la nappe de la Grande Motte et sur la nappe des Schistes lustrés,
- D4 : Surrection et chevauchement du socle paléozoïque suivant un axe N-S à NE-SW déversé vers le NW.

Après l'analyse de la géométrie des structures et du caractère de la déformation D1, on propose un schéma tectonogénétique de mise en place de la nappe de la Dent Parrachée, basé sur l'héritage de paléostructures distensives liasiques, permettant de rendre compte du phénomène de "substitution de couverture" dans un contexte compressif et synmétamorphique.

MOTS-CLES

Alpes occidentales; Vanoise méridionale; Zone briançonnaise; Reconstitution paléogéographique; Déformations superposées; Déformations synschisteuses; Régime de déformation; Mise en place des nappes.

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

- 9 FEV. 1987

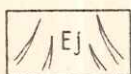
CARTE GEOLOGIQUE

- QUATERNAIRE -

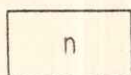
1 2 3
Couverture glaciaire ou périglaciaire
1 : actuelle 2 : récente 3 : ancienne

Fz Fy
Terrasse fluvioglaciaire de la vallée de l'Arc
Fz : actuelle Fy : récente Fx : ancienne

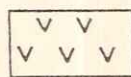
e
Eboulis et formation de versant
indifférenciée



Cône de déjection torrentiel



Glacier, névé permanent



Paquets glissés

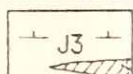
- ZONE BRIANÇONNAISE -



"Schistes de Pralognan" (Eocène moyen)



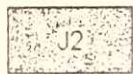
Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène)



Calcaires massifs homogènes (Jurassique supérieur)

J3d : niveau dolomitique et gréseux

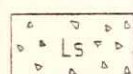
J3g : niveau à galets et sables siliceux



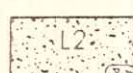
Calcaires massifs à éléments figurés (Callovien)



Calcaires lites noirs (Bathonien)

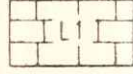


Brèches dolomitiques argileuses (Lias sup?, Dogger inf?)

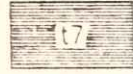


Lias de la Grande Motte (Lias moyen et supérieur?)

Lbr : lentilles de brèches dolomitiques



Calcaires et schistes noirs (Hettangien s.l.)



Dolomies et calcaires lités sombres (Rhétien)



Dolomies massives à niveaux de schistes verdâtres (Norien)



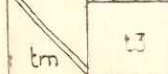
Brèches dolomitiques à calcaires noirs (Carnien p.p.)

a : éléments fins (<dm)

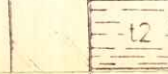
b : éléments grossiers (>dm)



t4 - Dolomies grises (Ladinien supérieur)



t3 - Calcaires rubanés (Ladinien inférieur)

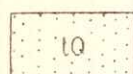


t2 - Calcaires gris (Anisien moyen et supérieur)

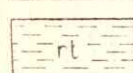


t1 - Calcaires vermiculés (Anisien inférieur)

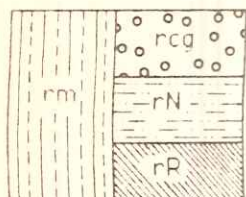
tm - Trias moyen indifférencié



Quartzites du Trias inférieur (Scythien)



Schistes sériciteux blancs (Permo-Trias)



Permien : rm. Micaschistes ("schistes bleus") de la Vanoise méridionale

rcg. Quartzites et conglomérats

rN. Schistes noirs (Pointe de l'Echelle)

rR. Schistes chlorito-albitiques du col du Rosoire



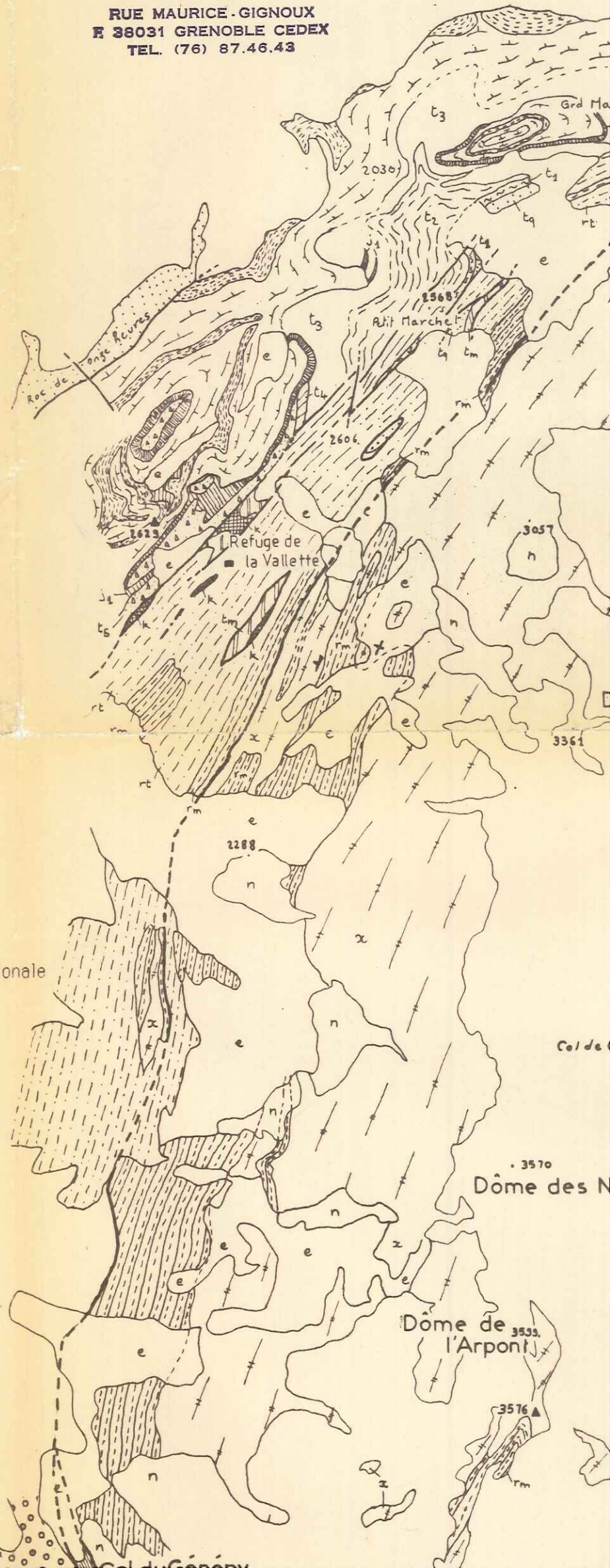
Socle ancien de Vanoise méridionale

x. Micaschistes indifférenciés

xδ. Métabasites de l'Arpont

xγ. Granite de l'Arpont

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43



LOGIQUE DES UNITES DE VANOISE MERIDIONALE AU 1: 25 000

par Hervé DONDEY (1986).

de E. JAILLARD (1984), B. BROUDOUX (1985), P. DAMBRINE et
(9), G. DETRAZ (1984), B. LANDES (com. pers.)

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

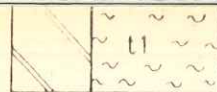
9 FEV. 1987



la Vanoise meridionale

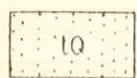
du Rosoire



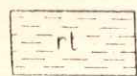


t1 - Calcaires vermiculés (Anisien inférieur)

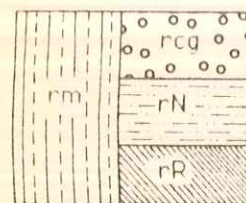
tm - Trias moyen indifférencié



t0 Quartzites du Trias inférieur (Scythien)



rt Schistes sériciteux blancs (Permo-Trias)

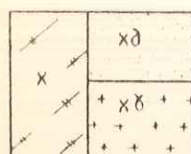


Permien : rm Micaschistes ("schistes bleus") de la Vanoise méridionale

rcg Quartzites et conglomérats

rN Schistes noirs (Pointe de l'Echelle)

rR Schistes chlorito-albitiques du col du Rosoir



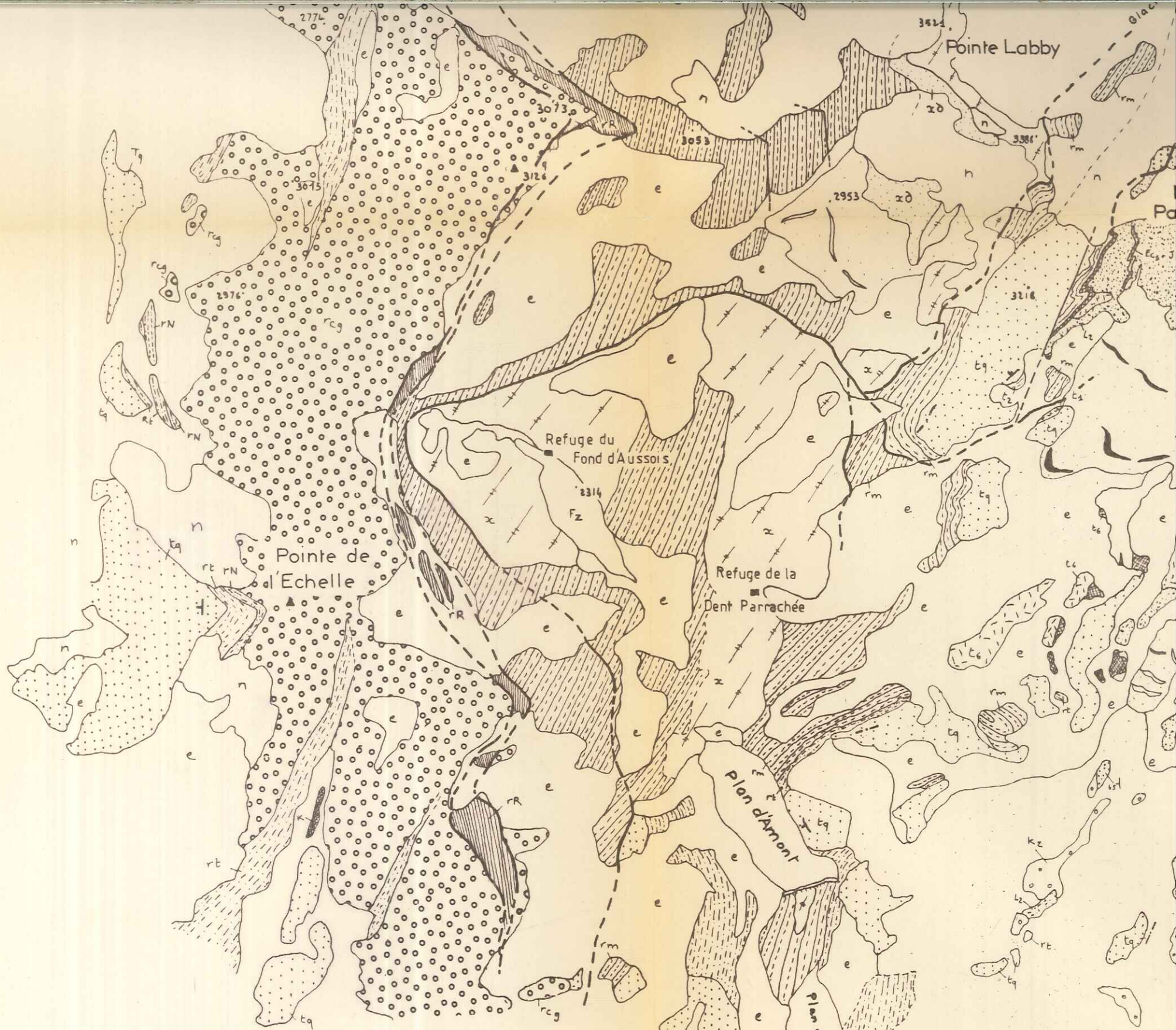
Socle ancien de Vanoise méridionale

x Micaschistes indifférenciés

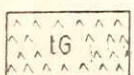
xδ Métabasites de l'Arpont

xγ Granite de l'Arpont

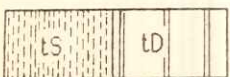




- ZONE DES GYPSES -



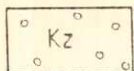
Gypse et anhydrite triasiques



Schistes à Equisetum (tS) et dolomies associées (tD) du Carnien

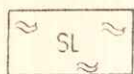


Cargneules monogéniques



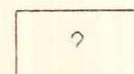
Cargneules polygéniques (résédimentation récente)

- ZONE DES SCHISTES LUSTRES -

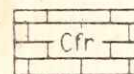


Schistes lustrés indifférenciés

- TERMES D'ATTRIBUTION INCERTAINE -



Lambeaux dolomitiques et calcaires de l'arête SE de Chasseforêt (?)



Calcschistes de la Crête de la Frêt (Schistes lustrés?)

Faïlles, contacts anormaux majeurs : — — — — —

Pendage de la stratification : 1 — 2 + 3 — 4 —

1. normal 2. horizontal 3. vertical 4. inverse

