



HAL
open science

Chevauchements et décrochements alpins aux limites du massif du Mont Blanc (Alpes occidentales)

Pierre Gourlay

► **To cite this version:**

Pierre Gourlay. Chevauchements et décrochements alpins aux limites du massif du Mont Blanc (Alpes occidentales). Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1986. Français. NNT : . tel-00644149

HAL Id: tel-00644149

<https://theses.hal.science/tel-00644149>

Submitted on 23 Nov 2011

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

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

RT Paris 6 (1986) 108

ACADÉMIE DE PARIS
UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Mémoires des Sciences de la Terre

présentée

N° 86 - 3



par M. GOURLAY Pierre

pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PARIS 6

Sujet de la thèse :

Chevauchements et décrochements alpins aux limites

du massif du Mont-Blanc (Alpes occidentales).



RT Paris 6 (1986) 108

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ PARIS 6

Spécialité :

Géologie structurale

présentée

N° 86 - 3



par M. GOURLAY Pierre

pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PARIS 6

Sujet de la thèse :

Chevauchements et décrochements alpins aux limites
du massif du Mont-Blanc (Alpes occidentales).

soutenu le 27/02/1986

devant le jury composé de :

M. AUBOUIN J. (Président)

M. RICOU L.E. (rapporteur)

M. CABY R. (rapporteur)

M. CHOUKROUNE P. (examineur)

M.

M.

Tout ou partie de ce mémoire ou de tout autre mémoire de la collection des Sciences de la Terre de l'Université Pierre et Marie Curie de Paris, peut être obtenu en reproduction.

Pour tous renseignements et tarifs s'adresser à :

C.N.R.S.

Centre de Documentation Scientifique et Technique

26, rue Boyer

75971 PARIS CEDEX 20 - FRANCE

Tél. 358.35.59 - Télex CNRSDOC 220 880 F

Références bibliographiques : *Mém. Sc. Terre Univ. Curie*, Paris, n°

AVANT - PROPOS

Mes premiers remerciements vont à M. le Professeur Jean AUBOUIN (Membre de l'Institut), pour la confiance qu'il m'accorda en me réservant un poste d'allocataire DGRST au sein de son Laboratoire, en vue de la préparation de cette thèse de 3^{ème} cycle.

Je veux remercier aussi Pierre CHOUKROUNE et toute l'équipe enseignante de l'Institut de Géologie de Rennes où j'ai poursuivi mes études jusqu'au D.E.A. Je leur suis reconnaissant du savoir qu'il m'ont transmis et de l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail alpin.

Ma pensée se tourne ensuite tout naturellement vers Luc-Emmanuel RICOU qui m'a proposé ce sujet de travail passionnant.

Après un DEA consacré à la déformation hercynienne du vieux massif armoricain, sa vaste connaissance de la géologie alpine m'a permis de me plonger rapidement et efficacement dans le contexte particulier de la jeune chaîne alpine.

Sa disponibilité de tous les instants comme interlocuteur et comme conseiller a favorisé le bon déroulement de ce travail.

Je tiens à remercier également toute l'équipe technique et administrative qui m'a aidé dans la réalisation de mes travaux. Je pense plus particulièrement à Aldo TOZZI et Didier DELVAUX qui ont confectionné mes lames minces, Marcel VESLEAU qui a développé les planches et les photos et Irène ACARD qui a frappé le texte.

SOMMAIRE GENERAL

INTRODUCTION GENERALE

PREMIERE PARTIE

LA DEFORMATION ALPINE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES

(MONT BLANC, AIGUILLES ROUGES, BELLEDONNE)

ET CELLE DE LEUR COUVERTURE MESOZOIQUE (ALPES OCCIDENTALES).

I. INTRODUCTION	5
II. LE MATERIEL SOUMIS A LA DEFORMATION ALPINE	15
III. STRUCTURES ET DEFORMATIONS REGIONALES	21
IV. ANALYSE DE LA DEFORMATION	69
V. HISTOIRE DE LA DEFORMATION : PROPOSITION D'UN MODELE DE DEFORMATION PROGRESSIVE	115
VI. CONCLUSION	121

SECONDE PARTIE

DEFORMATION ET DEPLACEMENT

AU NIVEAU DU FRONT DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD

DANS LE SECTEUR DU COL DU GRAND SAINT BERNARD (ALPES SUISSES ET ITALIENNES)

1. INTRODUCTION	127
2. LES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD	135
3. LES STRUCTURES	141
4. ANALYSE DE LA DEFORMATION	151
5. L'EVOLUTION DES CONDITIONS PRESSION ET TEMPERATURE AU COURS DE LA DEFORMATION	173
6. COMMENTAIRES ET DISCUSSION DES RESULTATS	187
7. CONCLUSION	197

CONCLUSION GENERALE 201

BIBLIOGRAPHIE 209

RESUME

Une étude comparée des structures du socle antétriasique et de la couverture mésozoïque a été réalisée de part et d'autre du Mont Blanc, sur son versant nord occidental et à l'Est de son versant oriental au front de la zone du Grand Saint Bernard.

Au niveau de la jonction Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belle-donne, cette étude a permis de conclure à l'âge alpin de la déformation régionale des massifs cristallins externes. Cette déformation régionale, commune au socle et à la couverture, combine respectivement déplacements gravitaires superficiels dans les nappes dauphinoises avec raccourcissement, chevauchements et décrochements crustaux profonds. Ces différents processus ont abouti au développement d'un champ régional de déformation finie (trajectoires de schistosité et d'étirement + gradients régionaux de la déformation) qui apparaît comme le résultat d'étapes successives, matérialisées à l'échelle du terrain, par une superposition de déformations.

L'ordre d'apparition de ces déformations est vérifié par l'étude de la déformation incrémentale. Celle-ci permet de mettre en évidence une rotation antihoraire de l'étirement principal, générale pour l'ensemble du secteur étudié.

L'ensemble des résultats de cette étude a été intégré dans un modèle de déformation progressive, ductile et hétérogène, où la direction du déplacement gravitaire superficiel de la couverture et celle du raccourcissement crustal profond sont d'abord dirigées vers le NNW puis vers l'W.

Au niveau du secteur du col du Grand Saint Bernard, cette analyse comparée de la déformation du socle et des lambeaux de couverture triasique dans le secteur du col du Grand Saint Bernard a permis d'associer l'orientation subméridienne des structures redressées de cette partie frontale de la zone du Grand Saint Bernard, à une déformation régionale décrochevauchante senestre vers le NNW.

Cette déformation décrochevauchante semble englober différents stades intermédiaires de l'évolution régionale de la déformation qui débute par un cisaillement tangentiel précoce (vers le NNW) pour se terminer par un aplatissement vertical NS principalement accommodé par un cisaillement transcurent senestre.

Cette partie frontale de zone du Grand Saint Bernard paraît ainsi avoir fonctionné comme une rampe latérale décrochante senestre qui aurait limité vers l'W le déplacement de la nappe du Grand Saint Bernard ou nappe du Mischabel (partie septentrionale de la zone du Grand Saint Bernard).

ABSTRACT

Compared study of structures at all scales in the ante-triassic basement and the mesozoic cover has been carried out on each side of the Mont-Blanc massif, firstly on his north-western front, secondly on the east of the eastern side of the Mont-Blanc, in the Grand Saint Bernard zone.

At the Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne junction, this study allowed us to conclude to an alpine regional deformation of the external crystalline massives.

The alpine deformation combines gravitational motion for superficial dauphinois nappes and crustal shortening for the basement. This complex process leads to a regional strain pattern which is the result of superposed deformations. Nevertheless, incremental strain studies have allowed to state precisely the directions of these deformations and have shown a generalized left hand rotation during the tertiary time.

These data allow to propose a tectonic history for the alpine deformation in this external zone. The direction of crustal shortening and gravitational displacement has been firstly northward and secondly westward. This change occurs progressively and is recorded by the ductile and heterogeneous tertiary deformation in both the basement and the cover.

In the Col du Grand Saint Bernard area, this compared study of basement and triassic cover, has shown that the north-south structures of this part of the Grand Saint Bernard zone, are associated to a combined thrusting and sinistral wrenching regional deformation, accompanying a displacement in the NNW direction.

This deformation corresponds to an intermediate stage in the history of the regional deformation which seems to begin with an early tangential shearing (in the NNW direction) and to end with an north-south flattening combined to a sinistral wrenching.

This frontal part of the Grand Saint Bernard zone can be interpreted as a lateral ramp which has limited the displacement of the Grand Saint Bernard nappe, exposed in the northern part of the Grand Saint Bernard zone.

INTRODUCTION GENERALE

Cette étude de la déformation alpine aux limites du Massif du Mont Blanc est constituée de deux parties.

La première a fait l'objet de ma thèse de 3^{ème} cycle soutenue le 3 juillet 1984 à Paris.

La seconde est le résultat d'un travail supplémentaire destiné à servir de complément à la première partie.

J'ai réuni les deux parties successives dans un mémoire unique, afin qu'il puisse être sanctionné en tant que thèse de l'Université Pierre et Marie Curie.

Le problème développé dans ces deux études est celui de la part des déplacements longitudinaux par rapport aux déplacements transversaux dans le développement tectonique de l'arc alpin.

L'hypothèse d'une mise en jeu précoce d'une importante composante longitudinale dans l'évolution structurale des Alpes occidentales, envisagée depuis longtemps (GOGUEL, 1963), s'est trouvée renforcée par l'étude du décalage du repère subbriançonnais (MAURY et RICOU, 1983; MAURY, 1984).

En continuité à cette étude, ma thèse de 3^{ème} cycle a été consacrée à l'analyse des déplacements aux limites nord-occidentales et occidentales du Mont Blanc, afin de retrouver les traces d'un tel déplacement longitudinal d'après l'analyse de la déformation interne des roches.

L'étude supplémentaire, représentée par la deuxième partie de ce mémoire, a porté sur le secteur du col du Grand Saint Bernard, à proximité du versant oriental du Mont Blanc que je n'avais pas étudié.

Cette étude constitue un complément logique à l'étude du front nord occidental du Mont Blanc. Elle permet de confirmer les résultats proposés dans la première partie et de rendre compte d'une évolution cohérente de la déformation alpine de part et d'autre du Mont Blanc, à la frontière entre zones externes et zones internes.

PREMIERE PARTIE

LA DEFORMATION ALPINE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES
(MONT BLANC, AIGUILLES ROUGES, BELLEDONNE)
ET CELLE DE LEUR COUVERTURE MESOZOIQUE (ALPES OCCIDENTALES).

- SOMMAIRE -

I.	INTRODUCTION	5
	1. OBJET DE L'ETUDE	8
	2. LE CADRE GENERAL ALPIN	9
	3. LE CADRE REGIONAL	
	4. TRAVAUX ANTERIEURS	10
II.	LE MATÉRIEL SOUMIS À LA DÉFORMATION ALPINE	15
	1. LES DEUX GRANDS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES EN PRESENCE	15
	2. LES PROBLEMES LIES AU CONTEXTE LITHOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA REGION	16
	3. CONCLUSIONS	18
III.	STRUCTURES ET DÉFORMATIONS RÉGIONALES	21
	1. DISTINCTION DES TROIS GRANDS DOMAINES STRUCTURAUX DE LA REGION	21
	2. LE DOMAINE "MONT-BLANC - COULOIR DE CHAMONIX"	23
	3. LE DOMAINE "AIGUILLES ROUGES - BELLEDONNE INTERNE "	45
	4. LA NAPPE DU MONT-JOLY	61
	5. CONCLUSIONS	63
IV.	ANALYSE DE LA DÉFORMATION	69
	1. MISE EN EVIDENCE DE LA DEFORMATION ALPINE DU SOCLE	69
	2. LA DEFORMATION FINIE	77
	3. LA DEFORMATION INCREMENTALE	96
	4. LES MECANISMES DE LA DEFORMATION: LES CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION	103
	5. CONCLUSIONS	110
V.	HISTOIRE DE LA DÉFORMATION: PROPOSITION D'UN MODÈLE DE DÉFORMATION PROGRESSIVE,	115
	1. Le choix des repères et des limites géométriques du modèle....	115
	2. Commentaire et discussion du modèle	117
VI.	CONCLUSION GÉNÉRALE	121
	BIBLIOGRAPHIE	125



I. INTRODUCTION	5
1. OBJET DE L'ETUDE	5
1.1. Localisation	5
1.2. Le Problème	5
1.3. Méthode	6
1.4. But	8
2. LE CADRE GENERAL ALPIN	8
3. LE CADRE REGIONAL	9
4. LES TRAVAUX ANTERIEURS	10
4.1. Les données cartographiques	10
4.2. Les données mésostructurales	10
4.3. Les données microstructurales	11



I - INTRODUCTION GÉNÉRALE.

1. OBJET DE L'ETUDE.

1.1. Localisation.

Géographiquement, la région étudiée est localisée dans les Alpes de Haute Savoie, où elle constitue une bande d'une cinquantaine de kilomètres de long sur 5 à 10 km de large.

Celle-ci s'étend, du SW au NE, depuis le village de Haute-Luce, dans le Beaufortin, jusqu'au Col de Balme, à proximité de la frontière franco-suisse. Géologiquement, elle correspond au secteur de la zone dauphinoise, du domaine externe des Alpes nord-occidentales, qui voit la jonction des massifs cristallins externes que sont les massifs des Aiguilles Rouges, du Mont Blanc, de Belledonne externe et Belledonne interne.

1.2. Le Problème.

Le problème posé par cette étude est celui des modalités de la tectonique alpine dans ce secteur régional et leur rôle dans l'élaboration de l'arc alpin occidental.

Rappelons à ce sujet que différents modèles ont été proposés afin d'expliquer le changement de direction des structures et des déplacements, depuis la branche septentrionale à la branche occidentale de l'arc alpin-nord occidental.

On peut globalement opposer trois grands types d'hypothèses:

- * Celles qui font prévaloir les déplacements isochrones, radiaux par rapport à l'arc. Dans ce cas, l'organisation structurale actuelle est le reflet d'une paléogéographie initialement arquée (Argand, 1916).
- * Celles qui considèrent la branche occidentale comme un contrecoup latéral et mineur d'une compression subméridienne persistante, perpendiculaire à la branche majeure septentrionale de l'arc (Goguel, 1963; Boudon *et al.*, 1976).
- * Celles qui suggèrent une élaboration des deux branches en deux épisodes distincts mettant à chaque fois en jeu une tectonique transversale (charriages) et longitudinale (décrochements) d'orientation initiale NS puis EW. (Ricou, 1980).

L'étude de la relation entre la paléogéographie (EW) du subbriançonnais et sa disposition actuelle (subméridienne et discontinue) depuis l'Argentera jusqu'aux Préalpes (Maury, 1984) est en faveur d'une telle tectonique longitudinale subméridienne précoce antérieure aux charriages tardifs vers l'W (Maury, Ricou, 1983).

Dans cette optique de travail, le massif du Mont Blanc semblait propice à une vérification de cette logique évolutive du fait de la position charnière qu'il occupe au sein de l'arc alpin nord-occidental à la limite entre zones interne et zone externe.

Le choix du matériel étudié pose un problème annexe qui est celui de la relation structurale existant entre le socle des massifs cristallins externes et la couverture sédimentaire mésozoïque.

1.3. Méthode.

On utilise les données recueillies sur le terrain (organisation des structures et des déformations à toutes les échelles de l'observation) en vue d'une étude structurale moderne de l'ensemble du secteur étudié (Ramsay, 1967).

Cette étude est basée sur une analyse essentiellement géométrique de la déformation, depuis l'échelle régionale (carte des trajectoires de schistosité) jusqu'à l'échelle de la lame mince (ellipsoïde de déformation finie, régimes de déformation).

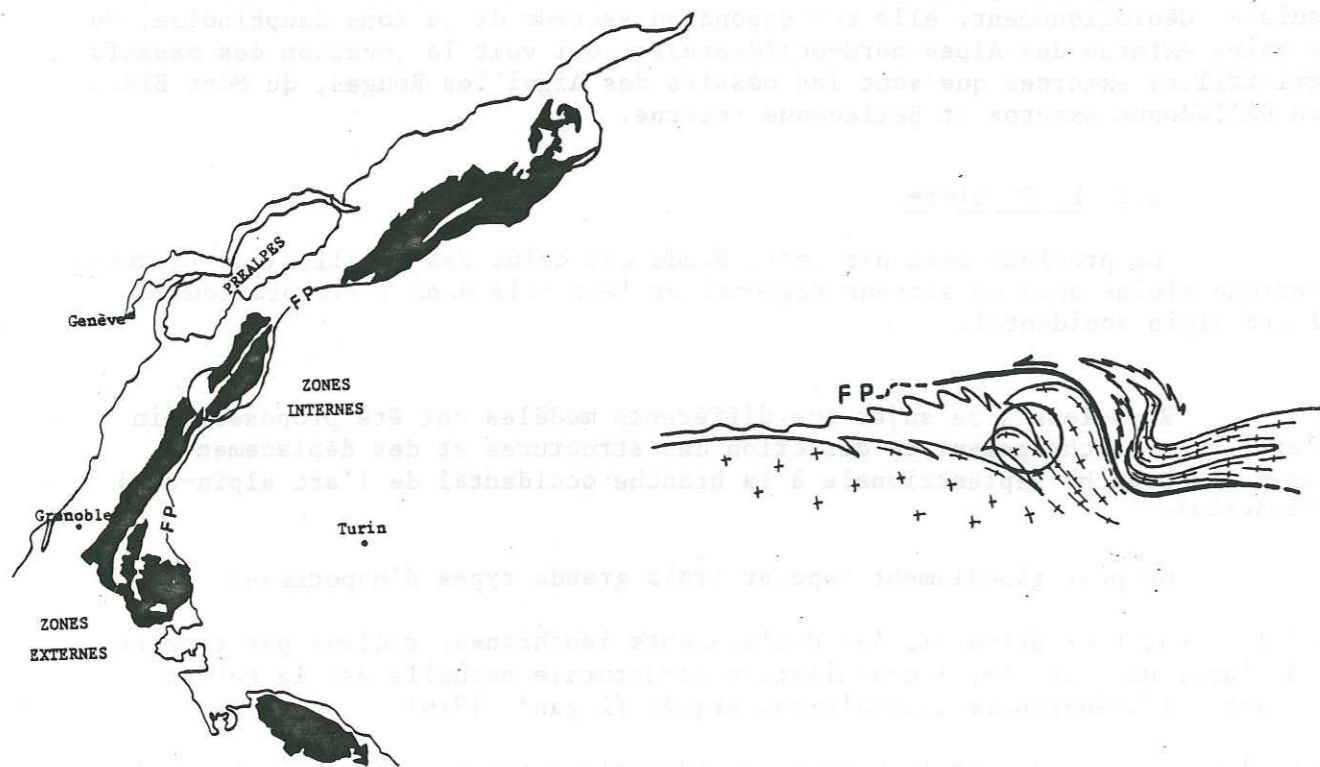


Fig. 1 a: Localisation du secteur étudié dans une organisation structurale alpine schématisée.

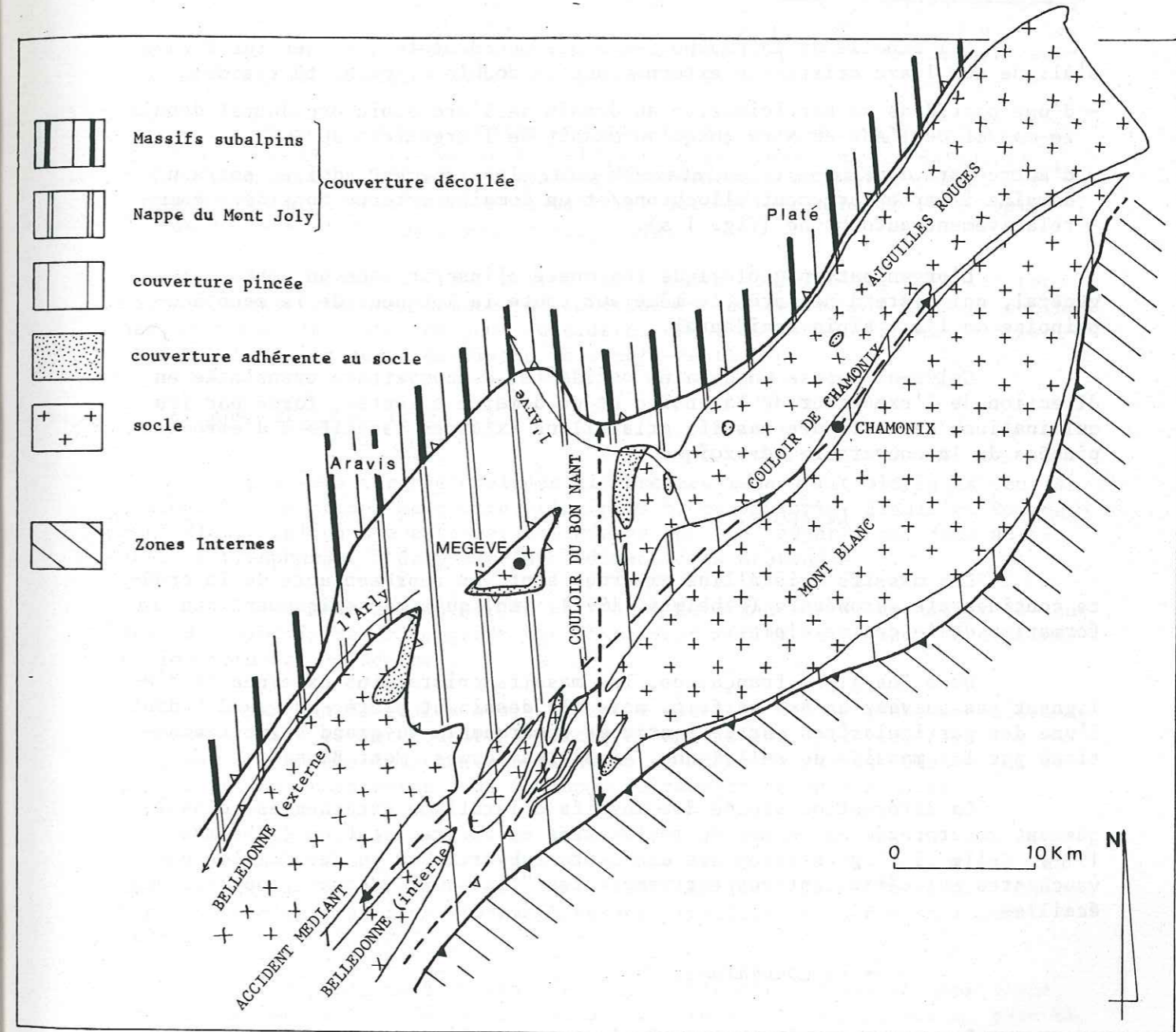


Fig. 1 b: Les grands ensembles géologiques et structuraux de la région étudiée.

1.4. But.

On cherche à reconstituer l'histoire de la déformation régionale (déplacement des différentes masses lithologiques les unes par rapport aux autres, afin de la replacer dans le contexte plus général du développement de l'arc alpin occidental au cours de la tectonique alpine).

2. LE CADRE GÉNÉRAL ALPIN (fig. 1).

A l'échelle de la chaîne des Alpes occidentales, le secteur étudié s'aligne sur l'axe cristallin externe dont la double originalité réside:

- d'une part, dans sa participation au dessin de l'arc alpin occidental depuis le massif de l'Aar au Nord jusqu'au massif de l'Argentera au Sud;
- d'autre part, dans sa position intermédiaire, classiquement admise, entre un domaine interne largement allochtone et un domaine externe considéré comme relativement autochtone (fig. 1 a).

L'organisation géologique régionale s'inscrit dans un schéma plus général, qui reste à peu près le même sur toute la longueur de la zone dauphinoise de l'arc alpin occidental.

Celui-ci oppose un domaine occidental de couverture translattée en direction de l'extérieur de la chaîne et un domaine oriental, formé par les culminations de socle des massifs cristallins externes associés à d'étroites pincées de la couverture mésozoïque.

* *Le socle.*

Les massifs cristallins externes sont les représentants de la croûte continentale européenne (Debelmas, 1975), impliqués tectoniquement dans la formation de la chaîne alpine.

Dans les Alpes françaises, les massifs cristallins externes ne s'alignent pas suivant un arc parfait, mais ils dessinent plutôt un grand L dont l'une des particularités est la rectitude remarquable du grand segment constitué par les massifs de Belledonne, Aiguilles Rouges, Mont Blanc.

La déformation alpine des massifs cristallins externes est classiquement interprétée en termes de soulèvement et de fracturation (Debelmas, 1980). Celle-ci s'opère selon des accidents subverticaux ou des failles chevauchantes qui délimitent respectivement des "claveaux" (Bordet, 1961) ou des écaillés.

* *La couverture.*

Les terrains mésozoïques de la zone dauphinoise peuvent se présenter suivant trois types de position: adhérente, pincée ou décollée.

La faible proportion de couverture restée adhérente au socle se limite généralement aux termes de base de la pile sédimentaire mésozoïque, représentés par les grès et quartzites du Trias inférieur.

Cependant, il existe quelques exemples de couvertures adhérentes qui comprennent un mésozoïque plus complet. C'est le cas des séries détritiques réduites de la couverture autochtone des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc, associées à un contexte paléogéographique particulier, caractéristique

d'un domaine de haut fond (Pairis B. et al., 1973; Landry, 1978).

Une autre part de la couverture est localisée au niveau de pincées dites "synclinales", séparant deux blocs de socle. On s'accorde pour donner à certaines de ces pincées (couloir de Chamonix, accident médian), le rôle d'accidents importants pendant la tectonique alpine (Vialon, 1974; Gros, 1974).

Pour leur plus grande masse, les terrains mésozoïques constituent une couverture décollée, formant un véritable empilement de nappes en Suisse (Morcles, Diablerets, Wildhorn) (Trümpy, 1980; Ramsay, 1981), alors qu'elle est souvent considérée comme s'enracinant frontalement dans les massifs sub-alpins français (Platé, Aravis) (Debelmas, 1980).

Du point de vue stratigraphique, le Trias moyen et supérieur constitue un important niveau de décollement de la couverture. Sa nature respectivement dolomitique et gypseuse est favorable au développement des cargneules, par bréchification du matériel dolomitique sous forte pression fluide (Masson, 1972; Debelmas *et al.*, 1978).

A l'échelle de la totalité de la série dauphinoise, dont les termes supérieurs sont représentés au Nord-Est du secteur étudié dans la chaîne des Aravis et de Platé, on peut considérer que c'est tout l'ensemble triasico-liasique qui a servi de niveau de décollement.

3. LE CADRE REGIONAL (fig. 1 b).

L'assemblage régional des différentes masses lithologiques peut se résumer à l'existence de quatre principaux blocs de socle, Aiguilles Rouges, Mont Blanc, Belledonne externe, Belledonne interne, séparés par deux accidents correspondant à deux pincées sédimentaires profondes.

Il s'agit du couloir du Bon Nant, de direction Nord-Sud, et du couloir de Chamonix se prolongeant par l'accident médian de Belledonne d'orientation Nord-Est - Sud-Ouest.

Les quatre grands blocs de socle montrent une altitude décroissante du Sud-Est vers le Nord-Ouest, à partir du Mont Blanc, puis les Aiguilles Rouges, puis le rameau interne de Belledonne et enfin le rameau externe qui disparaît presque totalement sous la nappe de couverture du Mont Joly.

A ces grandes masses de socle, il faut ajouter, dans le secteur situé entre la terminaison méridionale du Mont Blanc et le rameau interne de Belledonne, la présence d'écaillés cristallines (écaillé de Roselette) flottant au sein des sédiments mésozoïques des Aiguilles de la Pennaz (Landry, 1978).

Leur position à l'avant de l'extrémité méridionale du Mont Blanc, en plus de leur totale désolidarisation des grandes masses de socle, pose le problème de leur origine ainsi que celle du matériel mésozoïque qui les emballe. Trois possibilités sont envisageables: une origine infra Mont Blanc, Mont Blanc ou ultra Mont Blanc.

Remarque: Pour plus de détail, le lecteur peut dès maintenant se référer aux différentes cartes et coupes groupées en planches hors-texte à la fin de cet ouvrage:

- carte de la localisation (p. 131),
- carte structurale: Planche I
- carte de la déformation régionale: Planche II
- coupes: Planche III.

4. LES TRAVAUX ANTERIEURS.

4.1. Les données cartographiques.

Elles ont été fournies par les cartes suivantes:

- Vallorcine - Mont Blanc 1/80 000 ème (1966),
- Albertville 1/80 000 ème (1966),
- St. Gervais les Bains 1/50 000 ème (1976),
- Mont Blanc 1/50 000 ème (1979),
- Région située entre Belledonne et Mont Blanc 1/25 000 ème (1980), Triboulet-Eltchaninoff (Thèse 3 ème cycle).

Le fond géologique utilisé dans la carte structural (Pl.n° II) est le résultat d'une compilation de ces différentes cartes à laquelle s'ajoute quelques données nouvelles fournies par le présent travail.

4.2. Les données mésostructurales.

Pendant plus d'un siècle, ce secteur des Alpes a fait l'objet d'un intérêt continu, particulièrement focalisé sur l'origine des grandes masses lithologiques les unes par rapport aux autres. Il s'agit plus précisément du problème relatif à la position initiale des couvertures par rapport aux différents massifs de socle, ainsi qu'à l'importance de l'allochtonie qu'il faut accorder à l'ensemble de la zone dauphinoise. Cette question est encore aujourd'hui à l'origine de nombreuses controverses.

* Le socle.

Longtemps soupçonnée pour le massif du Mont Blanc (Goguel, 1963), l'allochtonie de l'ensemble Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne a récemment été mise en évidence sur la base de données géophysiques (Ménard, 1979; Perrier, Vialon, 1980).

* La couverture.

La couverture mésozoïque, décollée et glissée à l'avant des massifs de Belledonne et des Aiguilles Rouges, est représentée respectivement par les Massifs subalpins des Aravis et de Platé. Leur zone radicale est tout naturellement à rechercher à l'arrière de la position qu'ils occupent actuellement.

Les rameaux externe et interne du massif de Belledonne sont recouverts par les niveaux détritiques du Trias inférieur, mais ne possèdent pas de couverture mésozoïque propre. Dès lors, un large éventail de possibilités s'ouvre quand à la place que pouvait occuper le massif des Aravis par rapport aux deux rameaux du massif de Belledonne: soit sur Belledonne externe, soit entre Belledonne externe et Belledonne interne, soit encore sur Belledonne interne.

A l'Est, les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc se singularisent par l'existence d'une couverture mésozoïque autochtone. Ceci exclut la possibilité d'un enracinement du massif de Platé sur l'un ou l'autre de ces deux massifs de socle.

Deux solutions restent alors possibles: soit une origine ultra Mont Blanc, soit un enracinement entre Mont Blanc et Aiguilles Rouges.

Le problème du passage stratigraphique et structural des nappes helvétiques aux massifs subalpins reste toujours, à ce propos, un sujet de

discussion entre les écoles suisses et françaises.

Les Suisses proposent une origine ultra-Mont Blanc pour les nappes helvétiques les plus hautes (Diablerets - Wildhorn) (Trümpy, 1980).

Si l'on ajoute à cette proposition l'hypothèse de Mercier de Lepinay (1981), qui relie structuralement et stratigraphiquement (au moins à partir du Crétacé supérieur) la nappe des Diablerets au massif de Platé, il faut alors, d'après le schéma des Suisses, rattacher Platé à l'arrière du Mont Blanc.

Au contraire, pour les géologues de Chambéry, l'équivalent structural en France de Morcles et Diablerets (Platé, Aravis, Mont Joly) était initialement situé entre Aiguilles Rouges et Mont Blanc, plus exactement en position supra-Belledonne (Doudoux et al., 1982).

Au niveau plus local, au Sud du secteur étudié, au niveau des Aiguilles de la Pennaz, on a déjà soulevé le problème de l'origine des écailles cristallines du type Roselette et de la couverture qui les emballe.

Entre les trois possibilités proposées précédemment, une origine ultra Mont Blanc a récemment été adoptée, sur la base d'arguments essentiellement cartographiques (Eltchaninoff *et al.*, 1982).

Plus récemment, dans ce même secteur du Sud du Mont Blanc, Butler (1983) a interprété l'assemblage structural des différentes unités lithologiques comme une imbrication d'écailles qui se chevauchent les unes après les autres en direction de l'extérieur de la chaîne, à partir d'un chevauchement crustal sous-jacent commun, situé à moins d'un kilomètre sous le niveau triasique repère.

La reconstitution géométrique de l'état initial non déformé, au moyen de coupes équilibrées (balanced cross-sections) l'amène à proposer un déplacement total du Mont Blanc de plus de 100 Km, constamment dirigé vers l'WNW.

4.3. Les données microstructurales.

Les études concernant les structures pénétratives et la déformation des roches dans ce secteur, se limitent principalement au travail d'Ayrton (1980), sur les terrains mésozoïques de la partie nord-est du couloir de Chamonix (région du Col de Balme-Martigny (Suisse), et à celui de Pijolat (1978), sur l'ensemble de la nappe du Mont Joly.

Ayrton met en évidence une première étape de déformation majeure accompagnant un chevauchement vers le NW. Elle correspond au développement d'une schistosité pénétrative et d'une forte linéation d'étirement plongeant vers le Sud-Est.

Il fait également état de déformations secondaires, superposées à cette déformation principale. Il les attribue alors à un contexte décrochant tardif, qu'il suppose de sens senestre, en s'appuyant sur une approche générale proposée par Vialon (1974).

De son côté, Pijolat (1978) montre lui aussi l'existence d'une superposition de structures, deux générations de plis associées à deux schistosités successives. Mais il l'interprète comme le résultat d'une déformation progressive, associée à un cisaillement tangentiel dirigé constamment vers le Nord Ouest.

Sur la base d'une étude comparative de différents critères structu-

raux et de marqueurs de la déformation finie, il met en évidence l'existence d'un gradient vertical de l'intensité de la déformation, dirigé depuis le haut vers la base de la nappe.

Il n'est pas possible d'établir un lien direct entre ces deux études, réalisées aux deux extrémités du secteur étudié. De plus, elles se limitent à la déformation des terrains de la couverture mésozoïque et n'intéressent absolument pas celle du socle, d'où la nécessité du travail à entreprendre.

- II. LE MATÉRIEL SOUMIS À LA DÉFORMATION ALPINE 15
 - 1. LES DEUX GRANDS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES EN PRESENCE: LE SOCLE ANTE-TRIASIQUE ET LA COUVERTURE MESOZOÏQUE 15
 - 1.1. Le socle 15
 - a) Le matériel cristallin 15
 - b) Le Carbonifère 15
 - 1.2. La couverture mésozoïque 16
 - 2. LES PROBLEMES LIES AU CONTEXTE LITHOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA REGION 16
 - 2.1. Les conséquences de l'hétérogénéité lithologique sur le comportement des différents types de roches 16
 - 2.2. La place et le rôle des déformations anté-alpines du socle 18
 - 3. CONCLUSIONS 18

II - LE MATÉRIEL SOUMIS À LA DÉFORMATION ALPINE.

1. LES DEUX GRANDS ENSEMBLES LITHOLOGIQUES EN PRESENCE: LE SOCLE ANTE-TRIASIQUE ET LA COUVERTURE MESOZOÏQUE.

1.1. Le socle .

Il est composé de deux types de matériel. Le premier, de nature effectivement cristalline, regroupe des roches de compositions minéralogiques variées, qui offrent des aspects différents à l'affleurement suivant la nature initiale de la roche et le degré de sa déformation alpine. Le second, de nature sédimentaire est constitué par les grès et les schistes du Carbonifère.

a) Le matériel cristallin.

Il constitue l'essentiel de la masse de socle affleurante.

Il est affecté, dans son ensemble, par une déformation hétérogène qui évolue vers la mylonitisation du matériel préexistant.

On peut génétiquement séparer l'ensemble des gneiss mylonitiques développés aux dépens d'anciens gneiss paramétamorphiques constituant la majeure partie du matériel observé, des orthogneiss et des mylonites résultant de la déformation de granites initialement isotropes:

- granite des Montées-Pélissier au Sud des Aiguilles Rouges;
- granite du Tour sur la bordure nord occidentale du Mont Blanc;
- granite du Mont Blanc constituant la masse centrale du massif.

Le contact entre l'ancienne série paramétamorphique et le corps granitique principal du Mt. Blanc, étudié lors du percement du tunnel du Mt. Blanc (B.R.G.M., 1959-1962), montre le caractère intrusif du granite du Mont Blanc au sein d'un encaissant pétrologiquement hétérogène et préalablement structuré.

b) Le Carbonifère.

Les sédiments carbonifères sont relativement bien développés dans le cadre régional étudié.

Pratiquement inexistant dans le Massif du Mont Blanc (Bellière, 1980), ils sont bien représentés dans le rameau interne de Belledonne et sur-

tout dans l'extrémité sud des Aiguilles Rouges. Ils y forment généralement des bandes subverticales et subméridiennes, écrasées entre des compartiments du socle cristallin.

Ces sédiments sont constitués essentiellement de grès et de schistes noirs datés du Wesphalo-Stéphanien (P. Bertrand, 1926).

1.2. La couverture mésozoïque.

Elle est constituée de roches d'âge et de nature variés, parmi lesquelles on peut distinguer deux grands ensembles, l'un de nature détritique grossière, généralement des grès, l'autre formé d'une intercalation de schistes et de calcaires.

Comme on l'a signalé (p. 8), la couverture mésozoïque peut être décollée, pincée ou adhérente au socle. Or, il existe un lien entre cette position structurale de la couverture et la lithologie des terrains.

L'ensemble détritique constitue la couverture autochtone du socle. C'est le cas des grès et quartzites du Trias inférieur adhérents au massif de Belledonne et à la partie méridionale des Aiguilles Rouges (Parejas, 1925).

C'est également le cas de la couverture du Mt. Blanc, visible au niveau de la terminaison méridionale du Mont Blanc, à l'Est du col du Bonhomme. Il s'agit d'une série réduite, incomplète, constituée essentiellement de grès. Elle va du Trias inférieur au Malm supérieur (Landry, 1978). Quelques lambeaux de cette couverture, propre au Mt. Blanc, se retrouvent sur le versant sud-est du massif dans le val Ferret (Grasmück, 1961).

Au contraire, la masse des schistes et calcaires, d'âge essentiellement jurassique, généralement séparée de l'ensemble précédent par une semelle de cargneules, constitue le plus souvent une couverture décollée et déplacée en nappe vers l'avant-pays.

Les récents travaux réalisés dans la région (Triboulet, Eltchaninoff 1980) ont amené à y distinguer deux grandes unités, d'ordre à la fois stratigraphique et structural. Elles correspondent à la nappe du Mt. Joly-Aiguille Croche qui se prolonge vers le NE pour constituer la base de la couverture décollée des Aravis, et la nappe de Roselette, représentée au Sud du secteur étudié par les schistes et calcaires des Aiguilles de la Pennaz et leur cortège d'écaillés cristallines (p. 11).

2. LES PROBLEMES LIES AU CONTEXTE LITHOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA REGION.

2.1. Les conséquences de l'hétérogénéité lithologique sur le comportement des différents types de roches.

La diversité des roches qui composent chacun des deux grands ensembles lithologiques, se traduit par des variations dans les caractéristiques de la déformation et dans les structures qui en découlent. Ces variations sont à mettre en relation avec des gradients liés au processus de la déformation, mais également avec des différences dans les propriétés rhéologiques des matériaux les uns par rapport aux autres:

* Au niveau du socle à l'échelle de l'affleurement, on peut mettre en évidence des passages continus, par augmentation progressive du degré de déformation depuis des secteurs peu ou pas déformés, où la roche initiale est préservée, jusqu'à des zones intensément mylonitisées. Ils sont représentatifs du caractère ductile et hétérogène de l'essentiel de la déformation

observée dans le matériel cristallin. Cette déformation aboutit à des faciès variés et différents suivant que la roche était initialement isotrope ou déjà foliée.

- Ainsi, les anciens massifs granitiques montrent les différents termes d'une déformation croissante depuis le granite isotrope ou faiblement déformé, puis l'orthogneiss puis les mylonites et les ultramylonites.

Seul l'ancien granite du Tour, situé sur la bordure occidentale du Mont Blanc semble se caractériser par une mylonitisation dans son ensemble en accord avec une déformation plus importante au niveau du couloir de Chamonix.

- Par rapport aux autres masses granitiques (granite du Mont Blanc et des Montées Pélissier) le matériel de l'ancienne série paramétamorphique présente une foliation plus marquée, d'apparence plus pénétrative.

Cette différence est sans doute à mettre en relation avec une déformation sinon plus intense, du moins plus homogène, du fait de l'existence d'une anisotropie initiale.

La distinction entre la déformation mylonitique et l'ancienne foliation métamorphique peut être localement établie de façon claire, comme dans le Massif du Mt. Blanc, à l'W de l'hôtel de Tré-la-Tête et dans les Aiguilles Rouges, au col des Montets.

Dans ces deux secteurs, les bandes mylonitiques, assez largement espacées les unes des autres, sont sécantes sur un litage métamorphique, formé de l'alternance, centimétrique à décimétrique, de lits clairs quartzofeldspathiques et de lits plus sombres riches en micas.

Dans les secteurs, où la déformation mylonitique est plus intense, cette ancienne foliation métamorphique est difficile à mettre en évidence. Elle peut apparaître sous forme de microplis qui admettent la schistosité mylonitique pour plan axial. Elle est plus généralement parallèle à la schistosité mylonitique ou légèrement oblique sur celle-ci.

- La relation entre le matériel cristallin et les schistes du Carbonifère, se traduit, quant à elle, par un important contraste de viscosité. Il correspond au comportement plus ductile des schistes du Carbonifère, dont la schistosité moule des lentilles de matériel cristallin moins déformable.

* En ce qui concerne la couverture mésozoïque, les différences dans la compétence relative des couches, ou des séries stratigraphiques les unes par rapport aux autres, se traduisent par des variations dans les caractéristiques du plissement et dans l'intensité de la déformation qui l'accompagne.

Le contraste le plus remarquable vient de la comparaison des couches gréseuses du Trias inférieur avec la masse des schistes et calcaires du Jurassique.

Aux plis peu nombreux, souvent très ouverts des couches très compétentes du Trias inférieur, s'oppose une forme beaucoup plus serrée, parfois isoclinale, des plis développés en grand nombre et à toutes les échelles dans les schistes et calcaires du Jurassique. Ces derniers sont systématiquement affectés d'une schistosité très pénétrative, tandis que la déformation interne des bancs du Trias inférieur est plus ou moins développée suivant la compétence des niveaux observés.

Elle peut apparaître inexistante dans certaines couches quartzitiques dont les surfaces de banc montrent parfois des figures sédimentaires (Ripple marks, mud cracks) peu ou pas déformées.

2.2. La place et le rôle des structures anté-alpines du socle.

La plupart des matériaux du socle observés, ont été préalablement déformés au cours de l'orogénèse hercynienne. Ils sont recouverts en discordance par la couverture mésozoïque autochtone constituée par les niveaux détritiques du Trias inférieur. Ceux-ci annoncent le début d'une nouvelle histoire sédimentaire, au cours de laquelle le socle va être l'objet de nouvelles déformations, correspondant au développement de failles normales pendant la période de distension jurassique (Barfély *et al.*, 1979; Lemoine, 1983).

La déformation ultérieure, marquant le début de la tectonique compressive alpine, va donc affecter un socle hétérogène et discontinu du fait des déformations antérieures.

Dès lors, deux questions se posent:

- Quelles sont les parts respectivement attribuables à la déformation alpine et à la déformation hercynienne, parmi l'ensemble des structures observables dans les massifs cristallins externes ?
- Quel type d'effet peuvent introduire les structures préexistantes et quels peuvent être leur importance et leur rôle pendant la déformation alpine ?

Quelques hypothèses relatives à la réutilisation d'anciennes structures lors de la tectonique alpine ont été proposées en vue d'expliquer certaines particularités de la déformation actuelle des massifs cristallins externes (Corbin, Oulianoff, 1923; Boudon *et al.*, 1976; Arnaud *et al.*, 1978).

Pour la plupart, ces hypothèses font prévaloir le rôle des anciennes discontinuités majeures du socle: accidents hercyniens, failles normales associées à la distension jurassique.

Afin d'éviter tout *a priori* sur une géométrie particulière des structures anté-alpines du socle, on limitera ici notre démarche, à l'étude des structures et de la déformation finie du socle et de la couverture, en prenant soin de définir l'ensemble des critères qui permettent d'associer les structures observées à une déformation indiscutablement alpine.

Ce travail passe par l'étude de la relation structurale entre le socle et la couverture mésozoïque. Cette relation permet également d'apprécier le comportement relatif des deux grands ensembles lithologiques l'un par rapport à l'autre, au cours de la déformation alpine.

3. CONCLUSIONS.

Dans ce contexte structural alpin particulier que constitue la zone d'affleurement des massifs cristallins externes, il paraît indispensable de ne pas se limiter à l'examen d'une partie seulement de la lithologie présente, afin de comprendre l'organisation structurale régionale dans son ensemble.

Dès lors, la prise en compte de la déformation alpine du socle et sa relation avec celle de la couverture mésozoïque, s'inscrit dans une approche structurale nouvelle du domaine alpin externe qui avait jusqu'à présent fait l'objet de travaux menés de façon indépendante dans le socle et dans la couverture.

III. STRUCTURES ET DÉFORMATIONS RÉGIONALES 21

1. DISTINCTION DES TROIS GRANDS DOMAINES STRUCTURAUX DE LA REGION 21

1.1. Le socle 21

 a) L'ensemble Aiguilles Rouges - Belledonne 21

 b) Le massif du Mont Blanc 22

1.2. La couverture 22

1.3. Conclusions 23

2. LE DOMAINE "MONT BLANC - COULOIR DE CHAMONIX" 23

2.1. Le couloir sédimentaire de Chamonix 23

 a) Le secteur du Col de Balme 25

 b) Le secteur du Col de Voza 30

 c) L'accident du Nant Rouge 31

2.2. Le versant occidental du massif du Mont Blanc 32

 a) Le granite orthogneissifié du Mont Blanc 32

 b) La bordure mylonitique 34

2.3. Le secteur méridional du Mont Blanc 41

 a) Le socle 41

 b) La couverture 43

2.4. Conclusions 45

3. LE DOMAINE AIGUILLES ROUGES - BELLEDONNE INTERNE 45

3.1. Le socle 47

3.2. La couverture 55

 a) Le Trias autochtone 55

 b) Les pincées liasiques 59

3.3. Conclusions 59

4. LA NAPPE DU MONT JOLY 61

4.1. Structures et déformations à la base de la nappe 61

4.2. Conclusions 62

5. CONCLUSIONS 63

III - STRUCTURES ET DÉFORMATIONS RÉGIONALES.

1. DISTINCTION DES TROIS GRANDS DOMAINES STRUCTURAUX DE LA RÉGION.

1.1. Le socle.

On peut opposer l'unité interne du massif du Mt. Blanc, à la partie externe de l'axe cristallin constitué ici par les massifs de Belledonne et des Aiguilles Rouges.

a) L'ensemble Aiguilles Rouges - Belledonne.

Le toit de ces deux massifs, matérialisé par sa couverture triasique autochtone, voit son altitude diminuer vers l'extérieur de la chaîne suivant une pente moyenne de 10°.

Dans le détail, cet abaissement s'opère de façon discontinue et se présente sous la forme d'un empilement d'écaillés, les plus hautes en position interne, les plus basses en position externe.

En plan, le découpage se fait suivant une direction NS à NNE-SSW, oblique sur l'axe de la chaîne.

Ces unités cristallines pincent parfois entre elles des terrains de la couverture mésozoïque. Cette implication de la couverture prend de plus en plus d'importance quand on se déplace du Nord vers le Sud depuis la terminaison méridionale des Aiguilles Rouges jusqu'au rameau interne de Belledonne.

Ainsi, ce dernier est constitué d'une juxtaposition d'unités de socle séparées par des couloirs sédimentaires composés principalement par des cargneules. Ce sont d'Est en Ouest, l'écaillé de la Grande Pierrière, celle des Enclaves, puis celles de la Girotte et de la Forêt du Revers.

En coupe, ces unités de socle présentent des structures subverticales ou fortement pentées vers l'Est, qui ont tendance à s'horizontaliser au niveau de leur partie sommitale.

Cette horizontalisation est particulièrement marquée dans le massif du Prarion, où les schistes du Carbonifère qui constituent le toit du massif, forment une lame chevauchante horizontale qui vient recouvrir à plat du matériel sédimentaire mésozoïque (cf. coupe n° 3).

b) Le massif du Mont Blanc.

En position plus interne, il apparaît au contraire, en carte, sous la forme fuselée d'une énorme lentille, alignée parallèlement à l'axe de la chaîne. Son ossature verticale se manifeste par l'apparition brutale, sur les deux versants, du relief très élevé qui le singularise.

Conséquemment, une puissante érosion a fait disparaître presque totalement sa propre couverture sédimentaire que l'on n'observe plus actuellement que sous forme de lambeaux, plaqués subverticalement sur le versant SE du massif, ou moulés subhorizontalement sur sa terminaison méridionale.

1.2. La couverture.

Ses caractéristiques structurales diffèrent selon qu'elle est en position adhérente sur le socle, ou sous forme de pincée ou encore décollée en nappe:

- * Lorsqu'elle est adhérente au socle, la couverture présente des structures variées en réponse à la déformation locale du socle sous-jacent.
 - * Les deux autres types de position ont une part plus importante dans l'organisation structurale de la région.
- Le couloir de Chamonix, très fortement penté vers le SE et d'orientation N 40 représente le plus bel exemple d'une pincée de la couverture entre les deux blocs de socle que sont le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges.

Il constitue, avec l'accident médian, qui le prolonge vers le SW, le sillon sédimentaire majeur qui sépare l'ensemble Belledonne externe Aiguilles Rouges, de l'ensemble Belledonne interne- Mont Blanc.

Ce sillon est sécant à l'autre alignement de pincées sédimentaires séparant Belledonne interne et externe de Mont Blanc Aiguilles Rouges, suivant une direction grossièrement subméridienne.

- La Nappe du Mont Joly, constituée essentiellement de Lias inférieur et moyen, constitue le bord occidental du secteur étudié. Elle s'étend plus largement vers l'W pour constituer un vaste domaine de couverture, à structure subhorizontale, recouvrant à plat la terminaison septentrionale du rameau externe de Belledonne.

Triboulet et Eltchaninoff (1980) y distinguent une unité inférieure, très peu épaisse, et une unité supérieure plus importante, considérée comme le flanc inverse d'une vaste antiforme couchée, de taille plurikilométrique, déversée vers l'extérieur de la chaîne.

- La masse liasique des Monts Lachat et Vorassay, qui obture l'extrémité Sud-Ouest de la vallée de Chamonix, constitue une zone intermédiaire entre le couloir de Chamonix et la nappe du Mont Joly.

Elle montre le passage continu et progressif des structures très redressées du couloir de Chamonix aux structures subhorizontales ou faiblement pentées vers l'Est ou le SE dans la nappe du Mont Joly.

On observe la même organisation, plus au Sud, dans la masse sédimentaire des Aiguilles de la Pennaz, situées à l'avant de l'extrémité méridionale du Mont Blanc. Verticales au contact du socle, ces structures se couchent rapidement vers l'W pour venir chevaucher, à plat, les unités du rameau interne de Belledonne.

1.3. Conclusions.

L'organisation géologique régionale se caractérise par un passage rapide, sur moins de 3 Km, en direction de l'extérieur de la chaîne des parties les plus internes et les plus profondes de l'édifice structural (socle du Mont Blanc), aux parties les plus externes et superficielles de cet édifice (nappe de couverture du Mont Joly).

Ce passage se traduit par une modification dans la géométrie des structures. De subverticales dans le cristallin du Mont Blanc, elles s'horizontalisent dans le Lias du Mont Joly. Elles présentent en plus un changement d'orientation depuis une direction NE-SW à ENE-WSN dans le massif du Mont Blanc jusqu'à une direction subméridienne dans les Aiguilles Rouges et le rameau interne de Belledonne.

Ces deux directions ressortent nettement dans le découpage morphologique de la région et correspondent respectivement à la vallée de Chamonix orientée à N 40 et la vallée du Bon Nant de direction N-S.

On est ainsi amené à distinguer trois grands domaines structuraux. Ce sont, successivement, quand on se dirige vers l'extérieur de la chaîne:

- le Domaine Mont Blanc-Chamonix,
- le Domaine Aiguilles Rouges-Belledonne interne,
- la Nappe du Mont Joly.

2. LE DOMAINE MONT BLANC - COULOIR DE CHAMONIX.

D'une façon générale, ce domaine se particularise par des structures fortement pentées vers le SE, orientées le plus souvent NE-SW, parallèlement à l'axe de la chaîne.

Il intéresse principalement le couloir sédimentaire de Chamonix et la bordure occidentale du Massif du Mont Blanc.

On peut élargir ce domaine en y incluant le synclinal médian, prolongeant le couloir de Chamonix vers le SW, plus la masse sédimentaire pincée entre la bordure occidentale du Mont Blanc et l'ensemble Aiguilles Rouges-rameau interne de Belledonne, soit les Monts Lachat et Vorassay et les Aiguilles de la Pennaz.

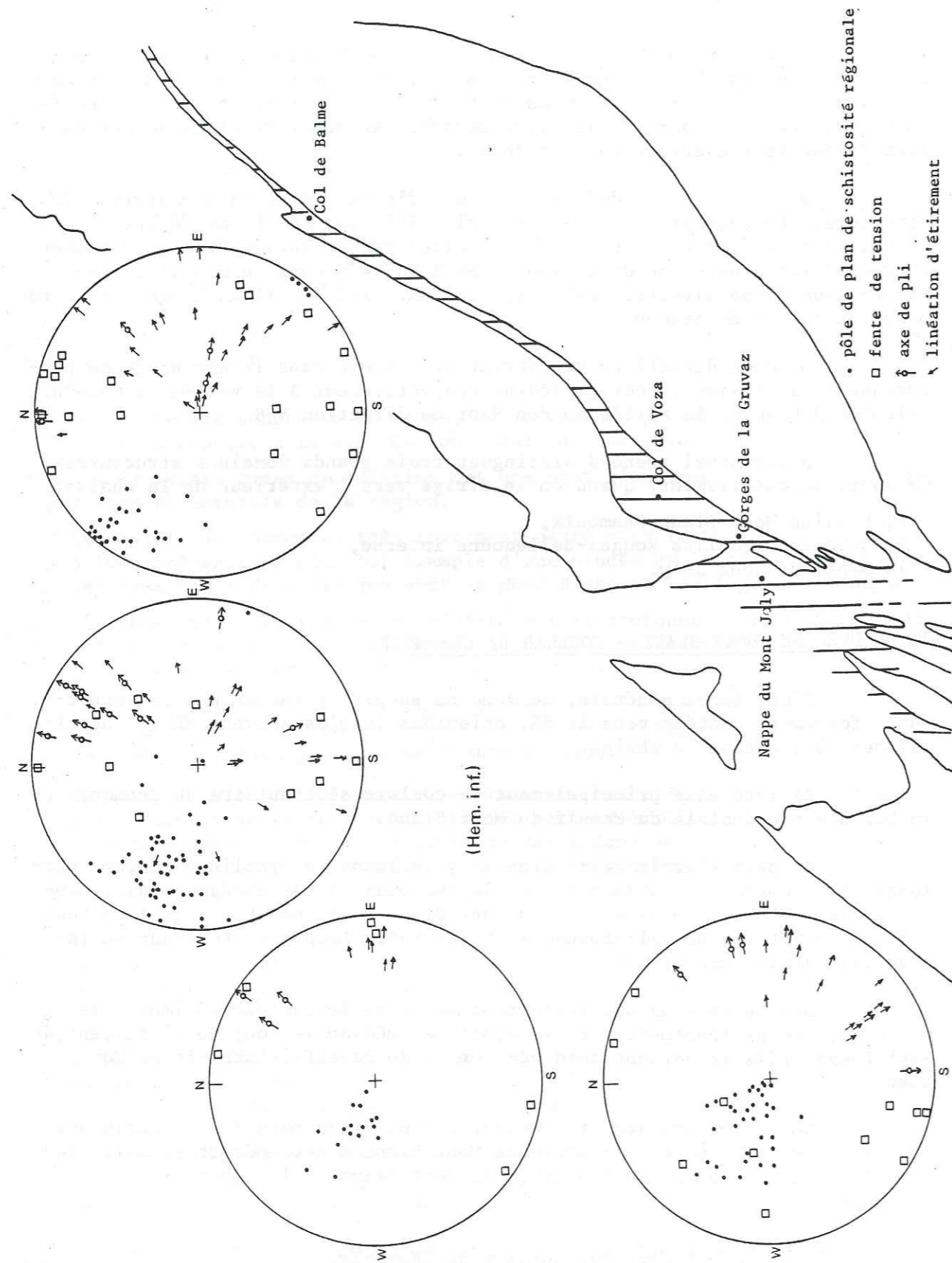
Nous passerons successivement en revue le couloir sédimentaire de Chamonix, son prolongement vers le synclinal médian le long de l'accident du Nant Rouge, puis le versant nord occidental du massif cristallin du Mont Blanc.

Nous finirons avec le secteur sud-ouest du massif en y englobant la structure particulière du socle du Mont Blanc à cet endroit et celle des Aiguilles de la Pennaz pincées entre le Mont Blanc et le rameau interne de Belledonne.

2.1. Le couloir sédimentaire de Chamonix.

D'importants dépôts quaternaires masquent considérablement les terrains mésozoïques de la vallée de Chamonix. Ces derniers n'affleurent massivement qu'aux deux extrémités élargies du couloir, et montrent dans ces deux secteurs une architecture différente.

Fig. 2 : Répartition stéréographique (hém. inf.) des structures de la couverture mésozoïque, depuis le N.E. du couloir de Chamonix, jusqu'à la nappe du



Dans la partie SW, où le bloc Aiguilles Rouges ne constitue pas un obstacle en raison de sa faible altitude, les structures très redressées au contact du Mont Blanc tendent à se coucher très vite vers le NW (coupe n° 3). A l'extrémité NE, au contraire, les terrains sédimentaires sont observés en position relativement plus profonde, véritablement pincés qu'ils sont entre les deux bordures très redressées du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Ils se caractérisent par la subverticalité presque constante de toutes leurs structures.

La figure 2 permet de mettre en évidence, du NE vers le SW, depuis le col de Balme jusqu'à la nappe du Mont Joly, cette tendance à l'horizontalisation des structures du Mésozoïque.

Nous allons examiner dans le détail le secteur du Col de Balme, puis celui du Col de Voza.

a) Le secteur du Col de Balme. (fig. 3 et 4)

Les travaux d'Ayrton (1980) ont permis de mettre en évidence, depuis le cristallin des Aiguilles Rouges jusqu'à celui du Mont Blanc, deux séquences sédimentaires distinctes (fig.3 a) :

- La première, au NW, en position normale, constitue la couverture réduite des Aiguilles Rouges.
- La seconde, au SE, inclut des termes de la série dauphinoise, en position inverse, depuis l'Urgonien jusqu'au Trias.

Elles sont séparées par une zone de mélange tectonique, où se trouvent impliqués des lambeaux des deux couvertures et même, localement, des fragments de matériel cristallin.

Du côté suisse, l'ensemble de ces terrains, suture médiane comprise, dessine, en carte, un vaste pli kilométrique, à axe vertical (fig.3 b).

Nos observations ont porté au niveau des calcaires du Jurassique moyen du massif de la Croix de Fer et dans les schistes du Lias du Nant Noir. (fig.4).

- La schistosité:

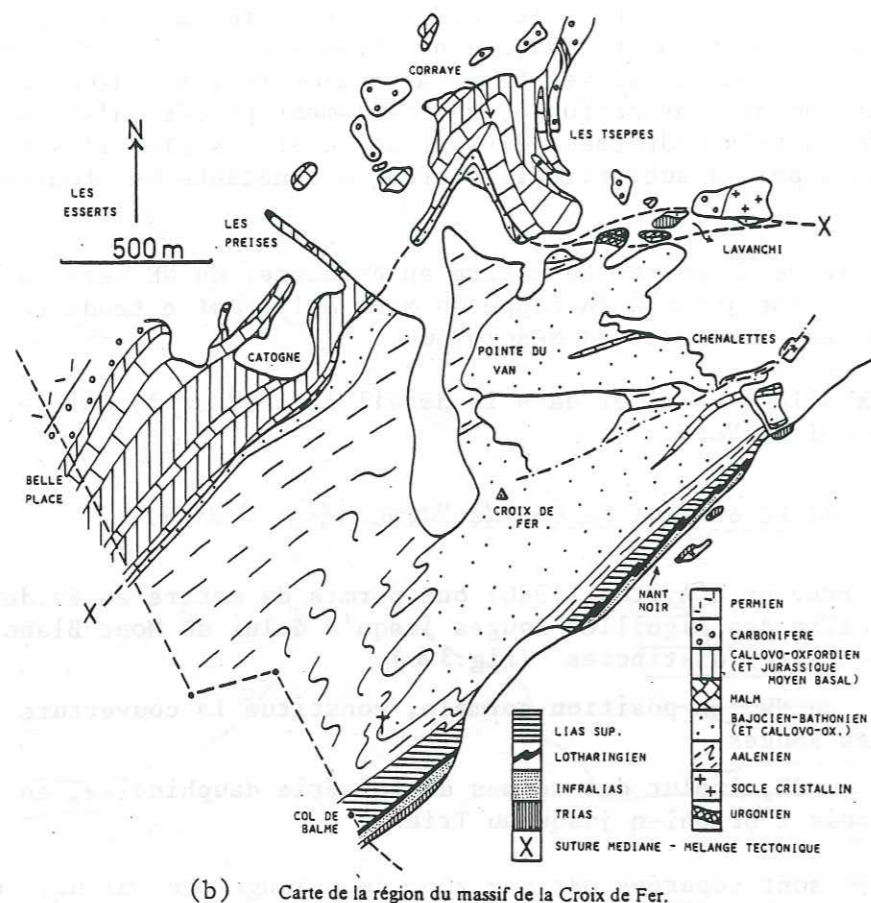
Elle constitue un clivage très pénétratif, parallèle à la stratification. Elle présente, en moyenne, un fort pendage (60° vers le SE à subvertical) pour une orientation à N 40, comme celle du couloir de Chamonix.

Localement, on peut distinguer une schistosité initiale très pénétrative, et une schistosité de crénulation, subverticale, de direction NS à N 350, plan axial de plis d'axes subméridiens, à faible plongement sud, qui affectent la schistosité initiale.

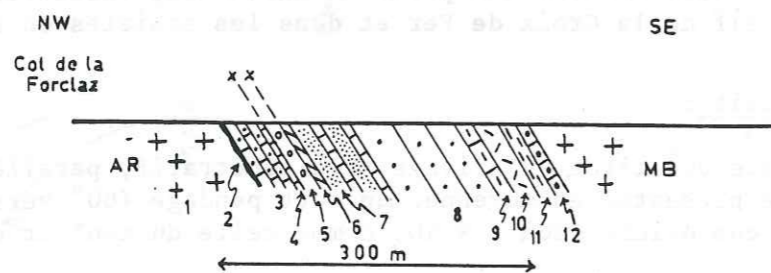
Depuis cette direction N.S., cette schistosité de crénulation, et les plis associés, s'orientent assez progressivement vers la direction N 40, en relation avec un gradient local de déformation (intensification du plissement et du développement de la schistosité secondaire), à l'approche de bandes de cisaillement dextre, subverticales, orientées à N 40. (fig. 4 a).

- Les plis:

Mis à part cette crénulation locale, la plupart des plis observés se caractérisent par un très fort plongement axial. Parmi ceux-ci on peut distinguer un pli synschisteux, visible dans le massif de la Croix de Fer, de la plupart des autres plis, observables dans le Nant Noir, qui, eux,



(b) Carte de la région du massif de la Croix de Fer.



(a) Coupe de la zone MC au col de la Forclaz, le long de la route et du bisse, et en projetant les affleurements de la forêt sus-jacente.

1=Soile; 2=Veine de quartz et oxydes de fer; 3=Argovien; 4=Malm; 5=Cornieule et calcaires dolomitiques (Trias); 6=Urgonien; 7=Berriasiens; 8=Jurassique moyen; 9=Lias supérieur; 10=Lotharingien; 11=Infralias; 12=Cornieule, gypse (Trias).

Fig . 3 : Géologie des secteurs du massif de la Croix de Fer et du Col de Balme, au NE du couloir de Chamonix. (frontière franco-suisse) d'après AYRTON S. (1980)

replissent la schistosité.

Le pli de la Croix de Fer est de taille métrique, isoclinal, d'axe subvertical et il se caractérise par un amincissement relatif de son flanc NE.

Les plis secondaires du Nant Noir, décimétriques, d'axes également subverticaux, montrent, systématiquement, en section horizontale, une forte asymétrie dextre, compatible avec les marques d'une friction décrochante dextre, observable sur leur flanc long (fig. 4b).

- Les linéations:

L'observation de la surface du plan de schistosité, fait souvent apparaître une linéation d'étirement, généralement orientée dans la ligne de plus grande pente ou présentant un fort pitch vers le NE. Dans le détail, elle se traduit par des grains étirés ou tronçonnés, des ombres de pression fibreuses de quartz ou de calcite, ou la fragmentation d'amas pyriteux, généralement tous orientés suivant une même direction. Celle-ci peut aller du N 140 au N 50, mais elle reste en général comprise entre le N 130 et le N 90.

A ces figures d'étirement préférentiel, s'ajoutent d'autres cristallisations orientées dans la même direction, qui se développent à l'abri de gradins millimétriques à centimétriques. Elles traduisent une croissance syncinématique, associée à un glissement sur les plans de schistosité, toujours compatible avec un mouvement chevauchant.

Au niveau du pli synschisteux de la Croix de Fer, on observe la parallélisation de tous les éléments linéaires: axe du pli, linéation d'intersection stratification-schistosité, linéation d'étirement-glisement. Nous nous rangeons à l'avis d'Ayrton, qui propose une réorientation de l'axe du pli synschisteux parallèlement à l'étirement principal contemporain de son développement.

Dans de nombreux cas, et plus particulièrement au niveau du Nant Noir, cette première linéation d'étirement et de glissement est recouverte par des stries ou des cristallisations abritées de quartz ou de calcite sub-horizontales, déterminant un glissement de sens dextre le long des plans de schistosité. Ce caractère décrochant tardif est également signalé par les plis à axes verticaux qui replissent la schistosité dans une asymétrie dextre. Il peut, enfin, être mis en relation avec le développement de la schistosité de crénulation de direction Nord-Sud. Dans ce dernier cas, les plans situés au niveau des bandes de déformation qui contrôlent le développement de cette seconde schistosité, montrent une véritable linéation minéralogique proche de l'horizontale et associée à une friction dextre. Ces structures secondaires représentent la manifestation d'une déformation tardive, qui ré-utilise la schistosité développée initialement, dans un mouvement décrochant final de sens dextre. Précisons que si cette friction tardive est souvent proche de l'horizontale, elle peut présenter localement un angle variable avec la ligne de plus grande pente, combinant alors un mouvement chevauchant et un décrochement dextre (fig. 4 b et c) (Gourlay et Ricou, 1983).

- Les fentes de tension.

Parmi les fentes d'orientation mesurable, donc relativement récentes et faiblement reprises par la déformation, on peut mettre en évidence deux générations distinctes.

Les plus vieilles sont représentées par quelques fentes faiblement pentées au NW. Elles indiquent une direction d'ouverture perpendiculaire à l'étirement minéralogique vertical associé à la déformation chevauchante.

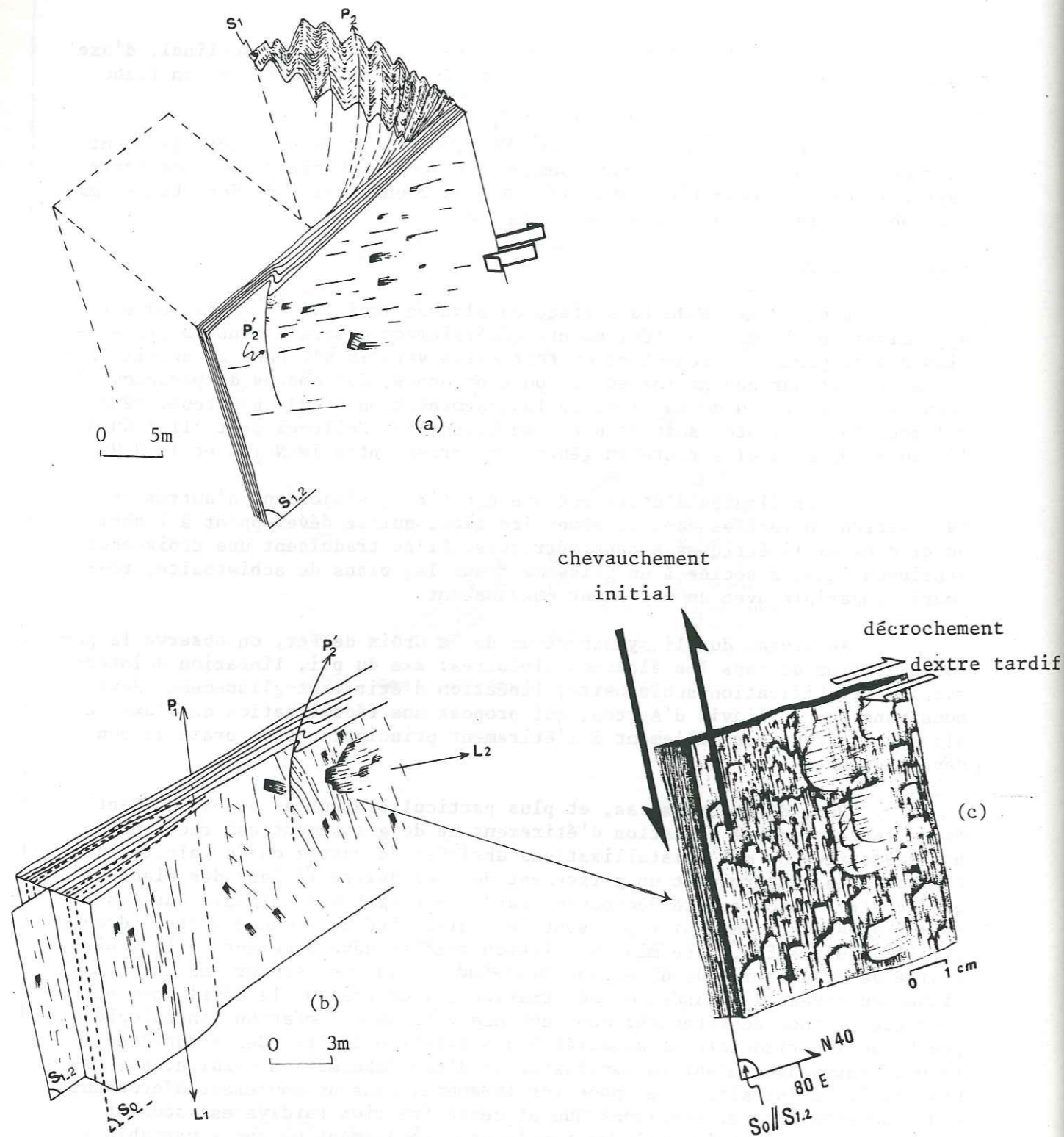


Fig. 4 : Déformations superposées de la couverture mésozoïque, au NE du couloir de Chamonix (Col de Balme)

P_1 : pli isoclinal synschisteux L_1 : linéation d'étirement initiale
 P_2, P_2' : plis tardifs L_2 : étirement tardif associé au décrochement dextre

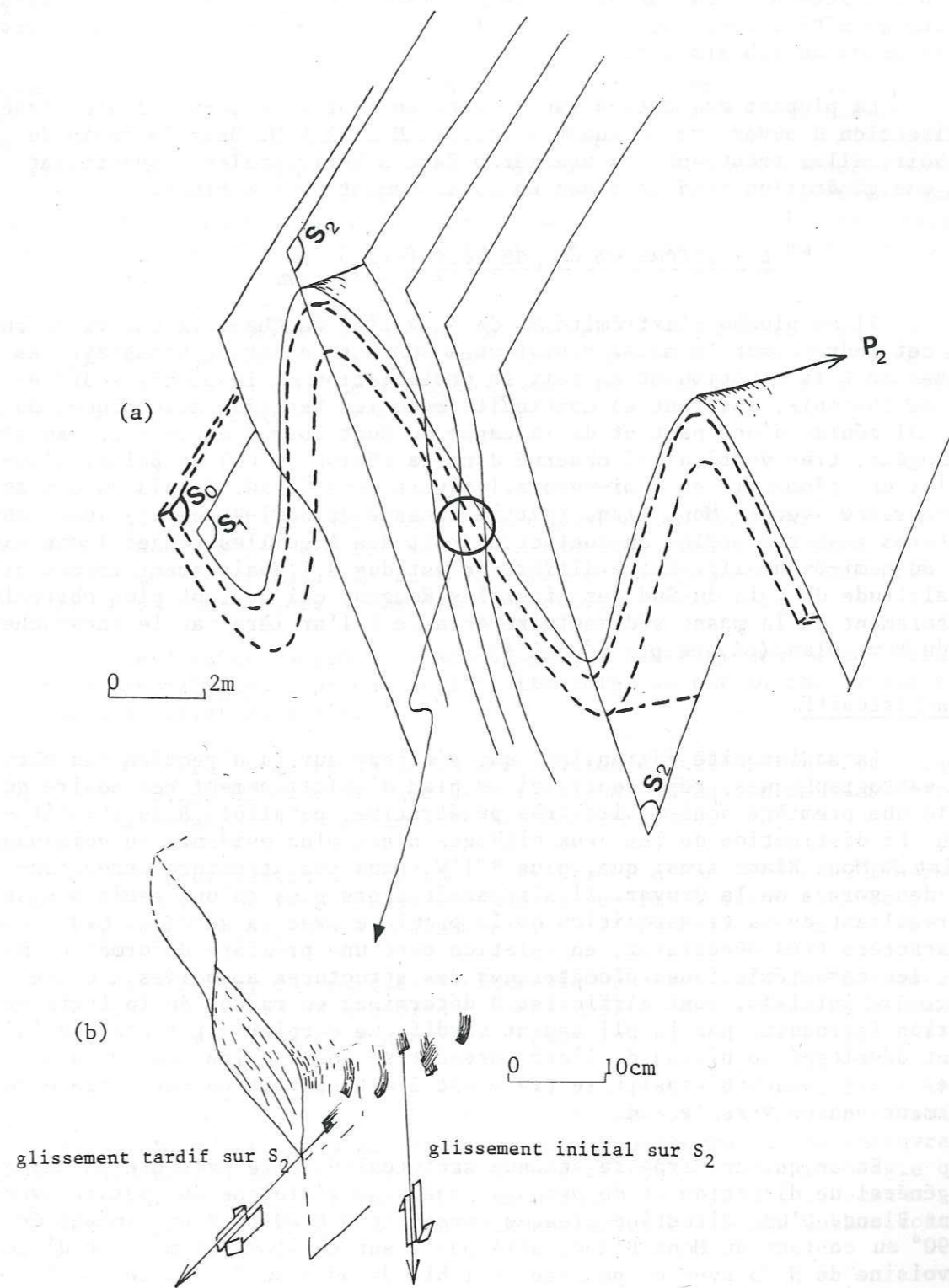


Fig. 5 : Déformations superposées de la couverture mésozoïque, au SW du couloir de Chamonix (Col de Voza).

Dans le plan vertical, perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation d'étirement, ces fentes apparaissent souvent plissées ou cisailées dans une géométrie compatible avec le glissement chevauchant initial observé sur les plans de schistosité.

La plupart des autres fentes sont au contraire subverticales avec une direction d'ouverture tournant autour de N 25 à N 0. Dans le ravin du Nant Noir, elles recoupent les premières fentes horizontales, constituant ainsi une génération tardive associée au mouvement dextre final.

b) Le secteur du Col de Voza (fig. 5) .

Il surplombe l'extrémité SW de la vallée de Chamonix qui vient buter à cet endroit sur la masse schisteuse des Monts Lachat et Vorassay. Ces schistes du Lias constituent en fait la prolongation de la pincée sédimentaire de Chamonix, assurant sa continuité avec les terrains mésozoïques du synclinal médian d'une part et de la nappe du Mont Joly d'autre part. Au style homogène, très verticalisé observé dans la région du Col de Balme, s'oppose ici une géométrie en demi-éventail ouvert vers le NW, depuis un contact très redressé avec le Mont Blanc (partie interne du demi-éventail) jusqu'aux structures subhorizontales au contact du toit des Aiguilles Rouges (zone externe du demi-éventail). Cette différence est due à l'abaissement important de l'altitude du toit du Sud des Aiguilles Rouges, qui ne font plus obstacle à l'étalement de la masse sédimentaire écrasée à l'arrière par le chevauchement du Mont Blanc (cf. coupes n° 5 à 9).

- La schistosité.

La schistosité régionale, qui s'aligne sur la direction des structures cartographiques, représente ici un plan d'aplatissement secondaire qui crénule une première schistosité très pénétrative, parallèle à la stratification. La distinction de ces deux clivages n'est plus évidente au voisinage immédiat du Mont Blanc ainsi que, plus à l'W, dans les structures très couchées des gorges de la Gruvaz. Il n'apparaît alors plus qu'une seule schistosité résultant de la transposition de la première avec la seconde. Mis à part son caractère très pénétratif, en relation avec une première déformation majeure, les caractéristiques géométriques des structures associées à cette schistosité initiale, sont difficiles à déterminer en raison de la forte perturbation introduite par le plissement tardif. Ce dernier est toutefois faiblement développé au niveau de l'affleurement de Roche Noire, au Sud des Houches. La schistosité initiale est à cet endroit subhorizontale ou faiblement pentée vers le Sud.

En ce qui concerne la seconde schistosité, elle présente un changement général de direction et de pendage, quand on s'éloigne du contact avec le Mont Blanc. D'une direction presque constante à N 40 pour un pendage de 50 à 90° au contact du Mont Blanc, elle passe sur environ 500 m à une direction voisine de N 25 avec un pendage variable de 30 à 50° vers le SE. Elle ne présente plus finalement, dans les Gorges de la Gruvaz, qu'un faible pendage de 30 à 20° pour une direction à peu près subméridienne.

- Les plis.

Le fort couvert végétal rend généralement impossible l'observation des plis de grande dimension dans le paysage. Seule la rive droite du torrent de Miage permet de deviner le train de plis depuis le contact du Mont Blanc, au pied du col du Tricot, jusqu'au début des Gorges de la Gruvaz (coupe n° 9).

Ces plis reprennent la schistosité initiale en admettant la schistosité régionale pour plan axial. Leur géométrie change de façon relativement

progressive, à partir du contact avec le Mont Blanc, en relation avec l'horizontalisation de la schistosité vers l'W. On passe aussi de plis très serrés, à plan axial presque vertical, à proximité du socle, à des plis de plus en plus ouverts à mesure qu'on s'éloigne du contact avec le Mont Blanc. L'accroissement de l'ouverture des plis s'accompagne d'une asymétrie croissante, indiquant toujours un sens de déversement vers l'WNW. Dans le détail, ces plis montrent une importante dissolution au niveau des plans de schistosité, à laquelle s'ajoute un glissement marqué par des stries et des cristallisations en gradins. Ce glissement, conforme au décalage des menaux découpés dans les bancs les plus compétents, correspond à un mouvement relatif inverse dans les flancs courts, normal dans les flancs longs. Les axes des plis présentent une direction qui varie entre N 15 et N 35 et ils plongent vers le NNE d'une trentaine de degré en moyenne (fig. 5 a).

Plus à l'Ouest, au niveau des Gorges de la Gruvaz, l'uniformité lithologique ne permet pas de voir les plis. Toutefois, de petits plis décimétriques observables dans ce secteur se caractérisent par une allure très couchée, toujours déversée vers l'W.

- Les linéations.

Au contact du Mont Blanc, une organisation semblable à celle observée au Col de Balme se caractérise par la superposition d'une première linéation d'étirement, proche de la ligne de plus grande pente et d'une friction secondaire, de sens dextre, plus ou moins oblique sur elle.

Le dernier mouvement s'accompagne du développement d'une véritable linéation minéralogique, proche de l'horizontale, au niveau des gypses situés au contact immédiat du socle.

On perd le contrôle de cette linéation d'étirement minéralogique quand on s'éloigne du contact avec le cristallin, en raison de la superposition très marquée des deux plans d'aplatissement successifs.

On peut mettre en évidence l'existence d'une linéation minéralogique associée à la première schistosité, mais son implication dans le plissement tardif rend impossible la détermination de son orientation initiale.

Toutefois, des marqueurs cinématiques associés à ce plissement sont observables sur le second plan de schistosité, au niveau des menaux de calcaire compétent, observés dans les flancs le long des plis (fig. 5b).

Ils sont représentés par des cristallisations de calcite fibreuse, développées en gradin, au cours d'un mouvement relatif sur le plan de schistosité. Plusieurs générations de fibres se sont ainsi formées, se recouvrant les unes les autres suivant des directions différentes. La chronologie qui en découle montre la transformation d'un glissement initial, inverse et orienté dans la ligne de plus grande pente en une friction finale subhorizontale de sens dextre.

Remise dans le contexte du pli dans son ensemble, cette observation traduit l'influence tardive du jeu décrochant dextre final sur un plissement dont la géométrie reflète principalement un caractère de chevauchement vers le NW.

c) L'accident du Nant Rouge

Il constitue le prolongement du couloir de Chamonix vers le synclinal médian.

Il apparaît en carte sous la forme d'une bande de matériel mésozoïque, orientée à N 40, qui, comme dans le Mont Vorassay, passe en continuité vers le NW à la nappe du Mont Joly.

Cet accident prend naissance dans le secteur des Contamines Mont Joie et semble correspondre à l'individualisation d'un second coin sédimentaire, qui se sépare du contact basal du socle du Mont Blanc, à l'endroit où celui-ci vient buter et chevaucher les unités de socle du domaine Aiguilles Rouges-Belledonne (coupe n° 10).

Il se poursuit en ligne droite, le long du ravin du Nant Rouge jusqu'au col du Joly. De là, il s'enfile dans la vallée de Haute-Luce qui débute l'accident médian. Toutefois, si ce dernier représente son prolongement majeur, on verra (p. 59) qu'il trouve des ramifications au niveau des pincées sédimentaires qui séparent les écaïlles du rameau interne de Belle-donne.

L'analyse structurale de ce couloir sédimentaire est rendue difficile en raison de l'abondance relative des cargneules et des dolomies en voie de cargneulisation. Toutefois des paquets de schistes liasiques, emballés dans ces cargneules, montrent des structures analogues à celle observée au N de la vallée de Chamonix. Elles se caractérisent par une schistosité orientée à N 40, très fortement pentée vers le NE à subverticale. Elle porte une forte linéation d'étirement minéralogique, dirigée dans la ligne de plus grande pente ou plus ou moins inclinée vers le NE.

Dans la partie amont du Nant Rouge, entre la Joux et le Châtelet, cette schistosité est reprise dans un pli métrique à axe vertical. Bien que la structure ne soit visible dans sa totalité, elle semble indiquer une opposition flanc court flanc long, d'asymétrie dextre, compatible avec l'ambiance décrochante dextre tardive mise en évidence dans les secteurs précédents.

De la même façon, l'épaississement très marqué des gypses observables au col de Joly, dans le prolongement du Nant Rouge, paraît dû à de nombreux replis soulignés par des changements de la direction de la schistosité. Dans un plan horizontal, celle-ci passe d'une direction principale à N 40 à une direction N 100 plus locale. Ce trajet peut être associé à une alternance flanc court flanc long décrivant des plis d'asymétrie dextre. De plus, les plans à N 40, pentés de 70° vers le SE, montrent une forte linéation d'étirement avec un pitch de 45° vers le NE compatible avec la déformation décrochevauchante dextre observée localement au Col de Balme.

2.2. La bordure occidentale du Massif du Mont Blanc.

Il faut préciser que c'est principalement l'ensemble des anciens paragneiss constituant la bordure occidentale du Mont Blanc qui a été étudié, depuis le Col de Balme au NE, jusqu'au Col du Bonhomme au SW. La masse centrale du granite orthogneissifié du Mont Blanc n'a fait l'objet que d'une observation très ponctuelle. Le reste des données qui le concerne a été tiré du rapport du BRGM établi à la suite du percement du tunnel du Mont Blanc (1959-1962).

On étudiera successivement cette petite partie de l'orthogneiss du Mont Blanc, puis son encaissant paramétamorphique.

a) Le granite orthogneissifié du Mont Blanc. (fig. 6)

Son étude est rendue difficile car soumise à une approche physique

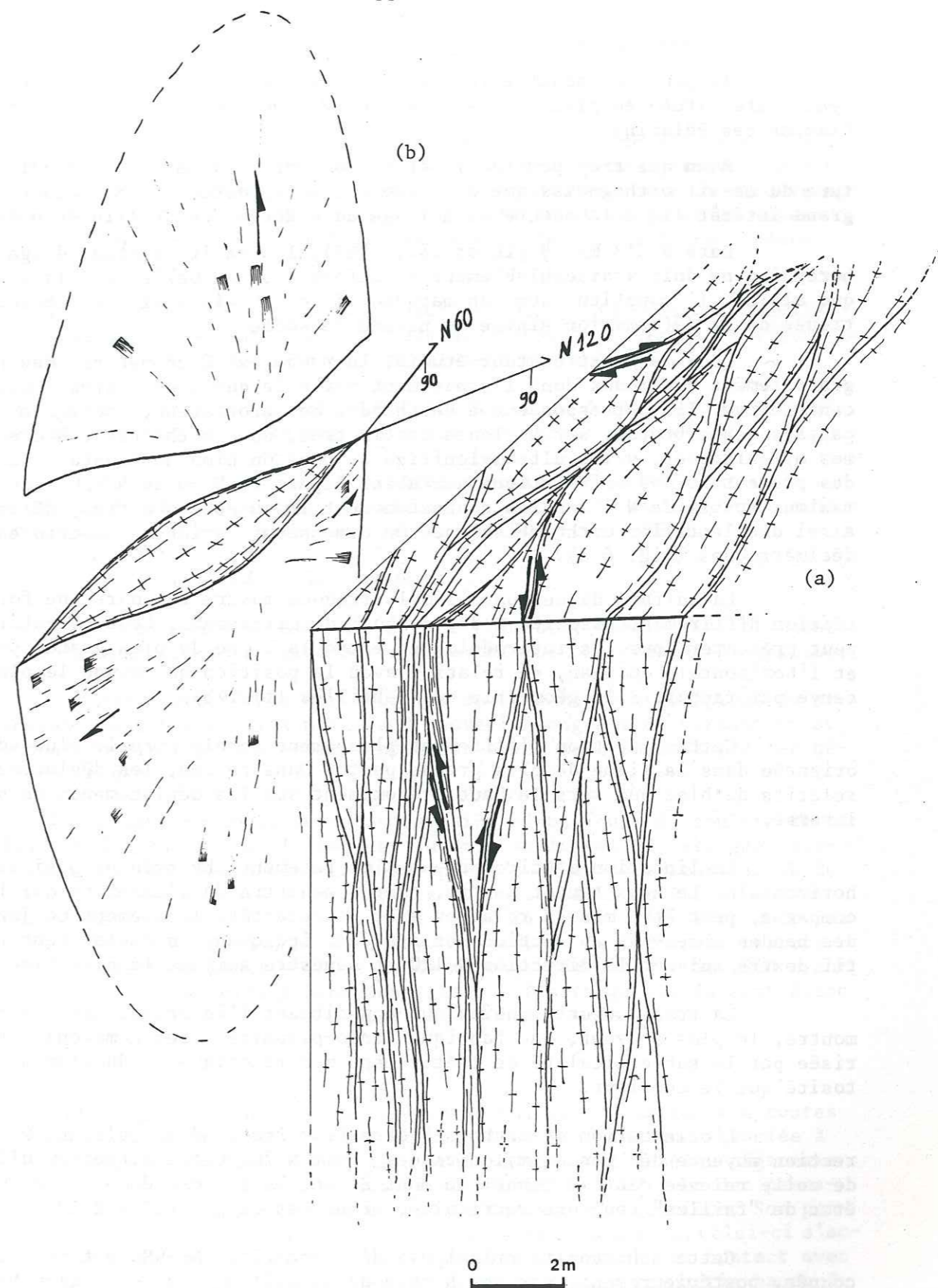


Fig . 6 : La déformation hétérogène du granite du Mont-Blanc (Aiguille du Peigne).

adaptée à la haute montagne.

Il peut cependant être observé assez facilement sur une surface restreinte située au pied de l'Aiguille du Peigne, sur le versant nord du Glacier des Pèlerins.

Bien que trop ponctuelle et ne pouvant présumer en rien de la structure du massif orthogneissique dans son ensemble, cette étude présente un grand intérêt lié à la nature et à l'âge du matériel cristallin en présence.

Daté à 313 MA (Bagio *et al.*, 1967), le granite initial d'âge tardi-hercynien ne doit vraisemblablement sa déformation actuelle qu'à la tectonique alpine. Il constitue donc un marqueur de choix vis-à-vis des caractéristiques de la déformation alpine au niveau du socle.

Dans le petit secteur étudié, la roche est découpée par des plans généralement verticaux dont l'espacement varie de quelques mètres à quelques centimètres. Ils correspondent à des bandes de déformation, soulignant le passage assez brutal, sur quelques centimètres, de l'orthogneiss à des termes mylonitiques, voire ultramylonitiques. Dans un plan horizontal, ces bandes présentent des orientations variables depuis le N 50 au N 120 avec un maximum voisin de N 70. Elles s'anastomosent les unes aux autres, délimitant ainsi des lentilles orthogneissiques de dimensions variables, métriques à décimétriques (fig. 6 a).

La surface de ces bandes mylonitiques montre toujours une forte linéation d'étirement associée à des marques de glissement. Leur orientation peut présenter tous les intermédiaires entre la ligne de plus grande pente et l'horizontale du plan, en relation avec la position qu'occupe le plan observé par rapport à la géométrie des lentilles (fig.6b).

Cette linéation d'étirement-glissement semble être le plus souvent orientée dans la ligne de plus grande pente. Dans ce cas, les déplacements relatifs du bloc sud vers le haut prédominent sur les déplacements de sens inverse.

La linéation d'étirement est plus rarement observée en position sub-horizontale. Le sens tantôt dextre, tantôt senestre du glissement qui l'accompagne, peut être mis en relation avec le caractère localement conjugué des bandes observées en section horizontale, indiquant un déplacement relatif dextre suivant la direction N 120 et senestre suivant la direction N 70.

La fraction orthogneissique constituant l'intérieur des lentilles, montre, le plus souvent, une fabrique linéo-planaire assez homogène, caractérisée par la subverticalité de l'étirement minéralogique et du plan de schistosité qui le contient.

L'orientation de cette schistosité correspond globalement à la direction moyenne des bandes mylonitiques, soit N 70. Cette direction diffère de celle relevée dans le tunnel du Mont Blanc, le rapport du B.R.G.M. faisant état de "failles" toujours verticales, orientées en général à N 50.

Cette schistosité principale d'orientation ENE-WSW est parfois recoupée, postérieurement, par des bandes de cisaillement de direction NS, sub-verticales, indiquant généralement un déplacement vertical vers le haut du bloc E par rapport au bloc W.

La fabrique très linéaire de la fraction orthogneissique située au voisinage de ces bandes est le résultat de l'intersection de la première schistosité de direction ENE-WSW avec une seconde schistosité NS, verticale, associée à ces bandes de cisaillement tardives.

b) La bordure mylonitique (fig. 7)

D'une façon générale, elle se caractérise par une déformation moins hétérogène que dans la partie granitique du Mont Blanc, ne montrant, la plupart du temps que des termes gneissiques et mylonitiques. Ceux-ci se développent à la fois au sein de l'ancien massif granitique du Tour, et au niveau des anciens paragneiss qui constituent la plus grande masse de la bordure occidentale du massif.

Ce n'est que très localement, sur la bordure sud-ouest du massif, qu'on peut mettre en évidence le caractère sécant de la schistosité mylonitique sur une foliation préexistante, généralement microplissée.

Le seul secteur rencontré où cette ancienne foliation est restée relativement bien préservée se situe à l'Est de l'hôtel de Tré-la-tête.

On décrira d'abord les structures associées à la déformation mylonitique largement développée sur l'ensemble de la bordure occidentale du Mt. Blanc, puis on finira par le secteur particulier de Tré-la-Tête.

- Le secteur de Chamonix.

Le secteur surplombant la ville de Chamonix, d'accès relativement aisé, offre de nombreux polis glaciaires assurant une observation de qualité.

Les caractéristiques structurales de la bordure mylonitique du Mt. Blanc restant sensiblement les mêmes sur toute la longueur du versant NE du massif, nous considérons donc comme représentatives de l'ensemble, celles décrites dans ce secteur.

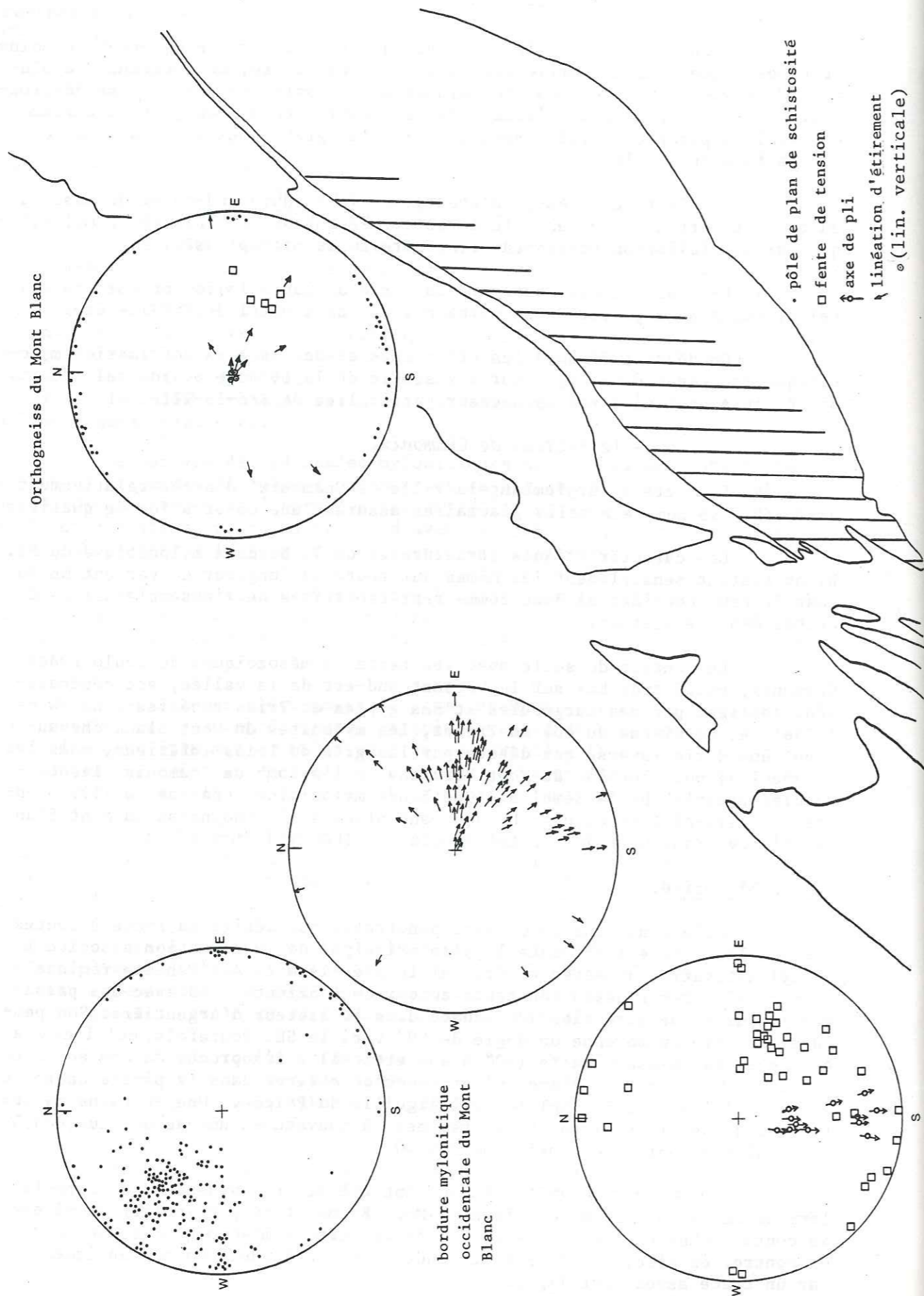
Le contact du socle avec les terrains mésozoïques du couloir de Chamonix, situé très bas sur le versant sud-est de la vallée, est généralement souligné par des cargneules et des gypses du Trias supérieur. Au SW de la vallée, au niveau du col du Tricot, les mylonites du Mont Blanc chevauchent une série inverse qui débute par les grès du Trias inférieur, puis les cargneules, puis le Lias du Mont Vorassay. A l'aplomb de Chamonix, les cargneules constituent la semelle d'une bande mylonitique épaisse de 1500 m environ. Celle-ci fait ensuite brusquement place à l'orthogneiss du Mont Blanc qui s'élève dans un rejet brutal de plus de 1000 m (coupe n° 1).

- La schistosité.

Elle constitue un clivage pénétratif qui débite la roche à toutes les échelles. Elle représente le plan principal de la formation associée à la mylonitisation du matériel cristallin préexistant. A l'échelle régionale sa direction reste assez constante autour de l'azimut N 40 avec des passages locaux à une direction NS comme dans le secteur d'Argentière. Son pendage conserve en moyenne un angle de 50° vers le SE. Toutefois, celui-ci s'accroît de façon assez nette (70° à subvertical) à l'approche du contact avec l'orthogneiss du Mont Blanc. C'est ce qu'on observe dans la partie haute du plan de l'Aiguille, à l'aplomb de l'Aiguille du Peigne. Une centaine de mètres plus bas, la schistosité se redresse à nouveau au niveau de deux couloirs ultramylonitiques, orientés à N 40.

D'autres redressements locaux ont été mis en évidence sur toute la largeur de la bordure mylonitique du Mont Blanc et en particulier au niveau du contact chevauchant du massif sur la couverture mésozoïque (coupe n° 1). Celui-ci montre, en effet, un très fort pendage qui se traduit cartographiquement par un tracé assez rectiligne.

Fig. 7 : Répartition stéréographique (hém. inf.) des structures du socle dans le massif du Mont-Blanc .



Le "v" très ouvert qu'il forme à l'intersection des vallées glaciaires lui confère une inclinaison plus forte que le pendage moyen de la schistosité développée dans la bordure mylonitique du massif.

Cette contradiction trouve une explication dans l'examen des affleurements de socle situés à proximité immédiate du contact.

Au col du Tricot, par exemple, on peut mettre en évidence le recouvrement d'une schistosité mylonitique initiale par des plans secondaires plus fortement pentés vers le SE.

On met ainsi en évidence le redressement tardif du contact chevauchant du Mont Blanc, plus faiblement incliné dans un stade initial.

Par ailleurs, la masse mylonitique est sillonnée par un nombre important d'autres plans tardifs, généralement subverticaux, constituant des bandes centimétriques à millimétriques de matériel ultramylonitisé.

Certaines jouent en décrochement dextre suivant la direction N 60 à N 90. D'autres, d'orientation subméridienne, montrent un glissement qui varie entre un décrochement senestre horizontal et un déplacement vertical vers le haut du bloc Est par rapport au bloc Ouest.

- Les plis.

La schistosité mylonitique décrit localement des plis de taille centimétrique à décimétrique. Ces plis s'observent dans tous les faciès mylonitiques, mais ils sont particulièrement nombreux au niveau des couloirs ultramylonitiques du plan de l'Aiguille où ils reprennent des bandes claires, riches en quartz, isolées au sein d'une matrice sombre essentiellement phylliteuse.

L'orientation des axes montre des plongements variables dans une direction assez constante située autour de N 180.

Quand on les observe en section sur les poliss glaciaires subhorizontaux, ces plis montrent toujours une organisation flanc court, flanc long d'asymétrie dextre.

Dans un plan vertical, perpendiculaire à la schistosité, ces mêmes plis présentent une asymétrie compatible avec un cisaillement chevauchant.

Ces plis s'alignent généralement suivant des bandes de plissement qui se caractérisent par un amortissement de part et d'autre d'une zone d'amplitude maximum (fig.8).

- Les linéations.

La surface du plan de schistosité montre presque systématiquement l'existence de plusieurs éléments linéaires: étirement minéralogique, cristallisations orientées, stries de friction, crénulation.

Une linéation majeure apparaît souvent de façon très nette. Il s'agit d'une linéation minéralogique qui peut faire un angle variable avec la ligne de plus grande pente. Sa direction peut ainsi varier depuis le N 180 jusqu'au N 40. Elle conserve en moyenne un pitch assez fort pour présenter un plongement d'une cinquantaine de degrés vers la direction N 110.

Des stries ou des cristallisations abritées de quartz fibreux, accompagnent habituellement cet étirement minéralogique, révélant ainsi l'existence d'un glissement sur le plan de schistosité, toujours en accord avec un mouvement à composante chevauchante.



Photo. 1 : Superposition de deux linéations d'étirement sur le plan de schistosité mylonitique .

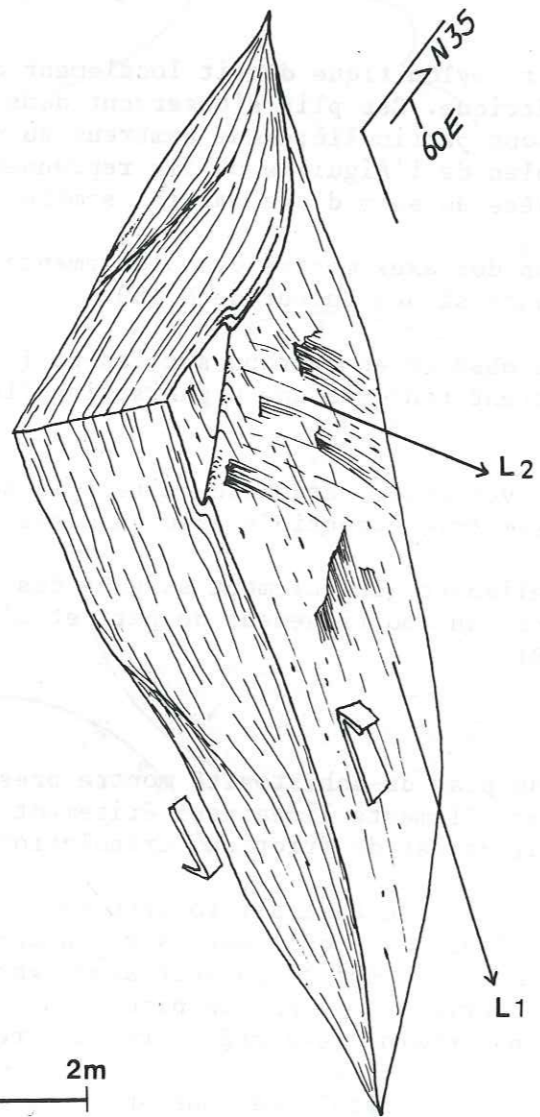


Fig . 8 : Déformations superposées de la bordure mylonitique nord-occidentale du Mont-Blanc.

Certains plans montrent également le recouvrement d'une première linéation d'étirement-glisserment par des marqueurs linéaires, obliques sur la linéation initiale, et plongeant plus faiblement vers l'E. Ils résultent d'un glissement tardif sur le plan de schistosité qui coïncide souvent avec l'apparition d'une linéation de crénulation généralement perpendiculaire à la friction tardive (fig. 8) (Photo 1).

Cette crénulation souligne l'axe de microplis déformant la schistosité.

Ces microplis sont les équivalents millimétriques des plis plus importants cités plus haut, qui, eux, enroulent la linéation minéralogique initiale. Leur développement paraît directement lié à cette friction tardive dont la nature, toujours en partie chevauchante, présente cette fois une importante composante décrochante dextre.

Les rares cas où celle-ci devient subhorizontale impliquent un franc décrochement dextre final.

Cette déformation tardive est associée à des gradients assez brutaux qui conditionnent le passage d'un simple glissement discontinu, à une véritable linéation minéralogique, oblitérant le premier étirement .

Ils s'opèrent au niveau de bandes de déformation difficiles à individualiser sur les sections horizontales car orientées parallèlement à la schistosité initiale.

Toutefois, ces dernières correspondent également aux redressements locaux de la schistosité qui, comme on l'a vu au niveau du contact chevauchant du Mont Blanc, peuvent se traduire par l'apparition d'une schistosité tardive, très redressée.

Ces structures secondaires peuvent donc être associées à un épisode tardif de la déformation qui voit sur toute la bordure mylonitique du Mt. Blanc la transformation d'un mouvement chevauchant en un décrochement dextre.

- Les fentes de tension:

Des plans perpendiculaires à la schistosité et généralement inclinés vers le NW ou l'WNW constituent un autre débit caractéristique du découpage rocheux du paysage. Ces plans tapissés de quartz représentent des fentes de tension dont la direction moyenne est à N 20 pour un pendage d'une quarantaine de degré vers l'WNW. Ils indiquent une direction d'ouverture préférentielle qui plonge de 50° au N 110 et qui coïncide avec l'orientation moyenne de l'étirement dans les mylonites. Cette relation géométrique relie donc génétiquement l'ouverture de ces fentes au processus de mylonitisation qui accompagne le chevauchement du Mont Blanc sur toute sa bordure nord occidentale.

- Le secteur de Tré-la-Tête. (fig. 9).

A l'Est de l'hôtel de Tré-la-Tête, un important poli glaciaire permet de distinguer clairement une ancienne foliation métamorphique où alternent des lits clairs quartzo-feldspatiques et des lits sombres, micacés, de bandes de cisaillement tardives, sécantes sur cette foliation (photo 2).

Ces bandes, d'épaisseurs millimétriques à centimétriques, espacées de 10 à 50 cm les unes des autres, sont presque toutes verticales et d'orientation NS. Elles sont le siège d'une mylonitisation intense du matériel gneissique dont le litage révèle généralement un décalage senestre de part et

d'autre des bandes.

On peut également observer des fentes de tension à remplissage de quartz et de chlorite, qui s'organisent en deux familles distinctes.

Des fentes récentes d'orientation N 130 à N 110, apparemment sub-verticales, recoupent d'anciennes fentes, orientées NS, généralement déformées par un cisaillement senestre.

Quand on se déplace d'E en W, en direction de l'hôtel de Tré-la-Tête, on observe un plissement de la foliation gneissique, qui s'intensifie progressivement, en même temps que s'accroît le caractère pénétratif de la déformation mylonitique. Celle-ci prend peu à peu l'aspect d'une véritable schistosité, plan axial des plis de la foliation primitive.

A l'hôtel même, l'ancienne foliation semble complètement transposée par la schistosité mylonitique, orientée alors à N 40 et pentée de 40 à 70° vers le SE. Elle porte les traces d'un étirement-glisement subhorizontal ou plongeant vers le N 90 en association avec un décrochement dextre ou un décrochevauchement dextre, caractéristique de l'ensemble de la bordure mylonitique occidentale du Mont Blanc.

2.3. Le secteur méridional du Massif du Mont Blanc. (fig. 10)

Au niveau du socle, il correspond à l'individualisation des trois importantes digitations qui se rattachent vers le N au corps du massif cristallin, tandis que leurs extrémités s'envoient vers le Sud-Ouest sous les terrains de la couverture sédimentaire.

Elles pincent entre elles des coins de sédiments mésozoïques représentés essentiellement par des cargneules.

La dernière de ces unités de socle, la plus méridionale, est recouverte par la couverture sédimentaire détritique autochtone du Mont Blanc. Sa stratification épouse la forme du toit du socle qui apparaît le plus souvent subhorizontal ou faiblement penté vers le Sud.

Le socle et sa couverture autochtone disparaissent à l'Est sous le contact chevauchant faiblement penté vers l'Est, des unités mésozoïques issues de l'arrière du Mont Blanc.

La bordure ouest de la terminaison du massif est constituée, au contraire, par un couloir subvertical qui passe au Col du Bonhomme.

A partir de ce contact subvertical avec le socle, les structures de la couverture mésozoïque située à l'avant du Mont Blanc (Aiguilles de la Pennaz) se couchent progressivement vers l'Ouest pour venir chevaucher à plat le toit des unités du rameau interne de Belledonne (coupe n°12).

On décrira successivement les structures du socle du Mont Blanc, puis celles de sa couverture autochtone et enfin celle de la couverture située à l'avant du Mont Blanc.

a) Le socle. (fig. 10 a)

Sa morphologie très arrondie au niveau de sa terminaison sud est à mettre en relation avec l'existence d'une schistosité subhorizontale ou faiblement pentée vers le Sud.

Celle-ci porte localement une linéation d'étirement minéralogique

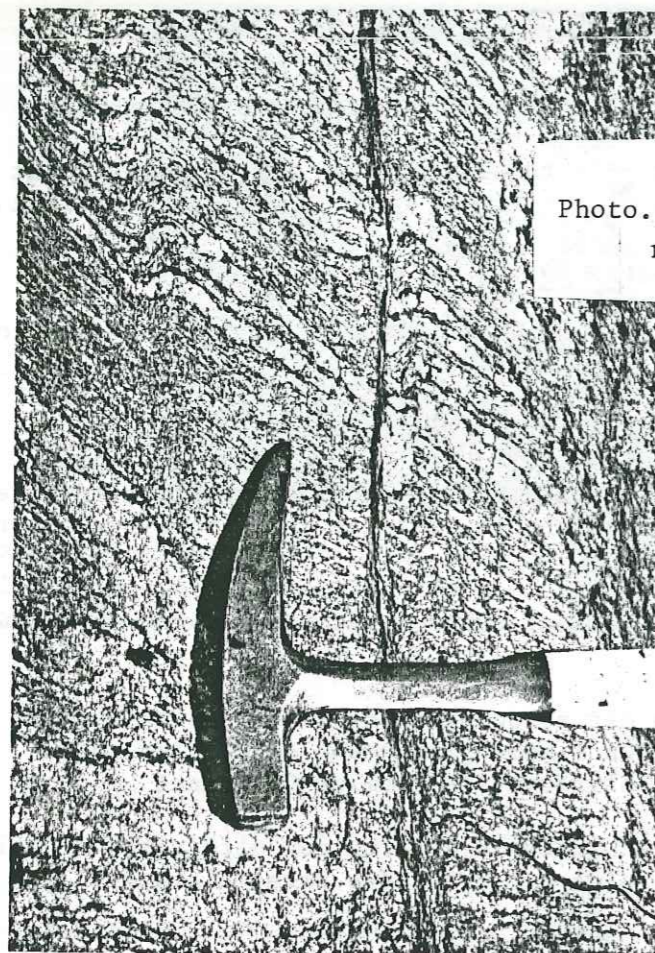


Photo. 2 : Bande de cisaillement recoupant une ancienne foliation métamorphique

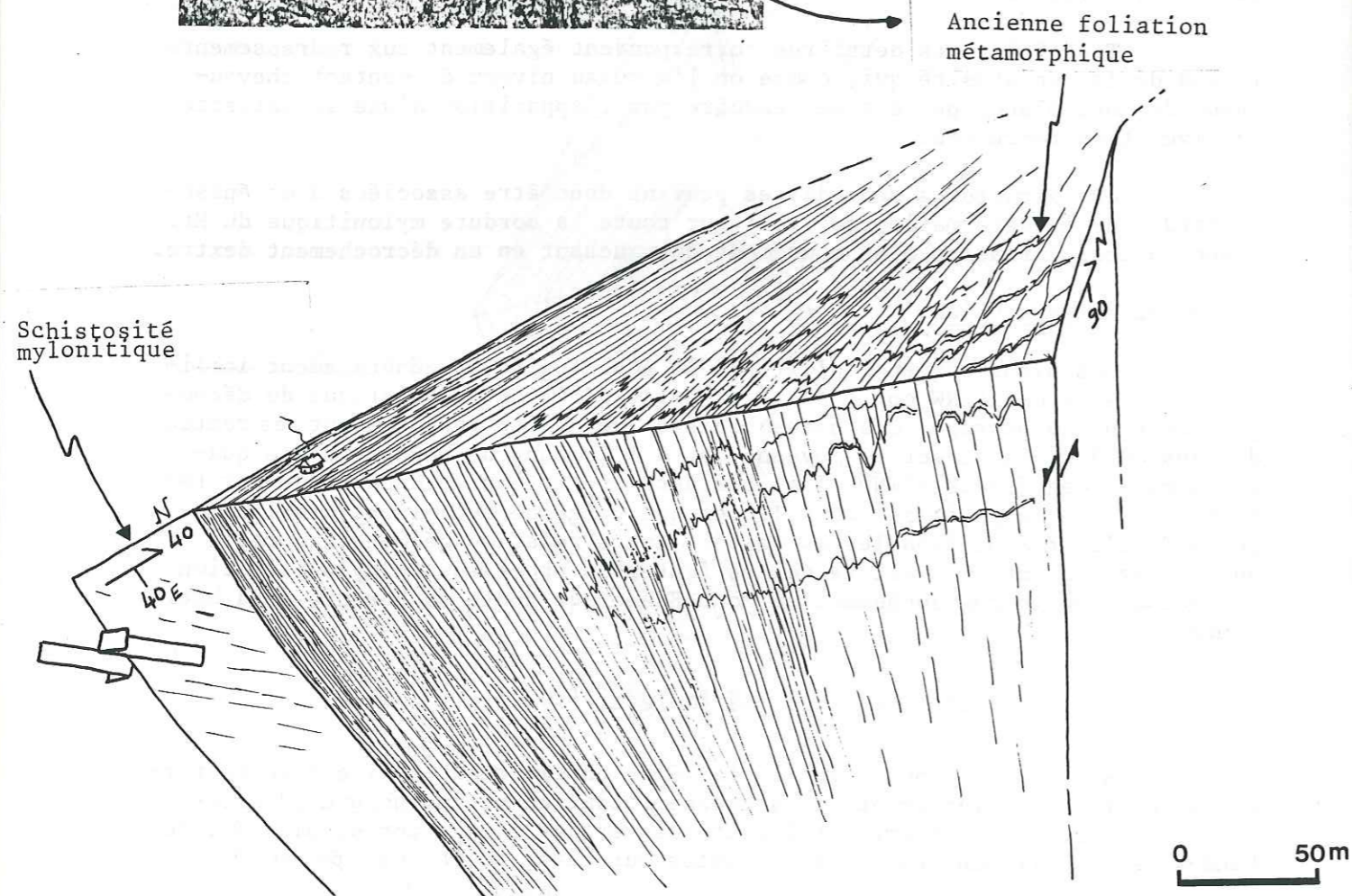


Fig . 9 : Passage progressif de l'ancienne déformation métamorphique à la déformation mylonitique, dans le secteur de Tré-la-tête. (bordure occidentale du Mont-Blanc)

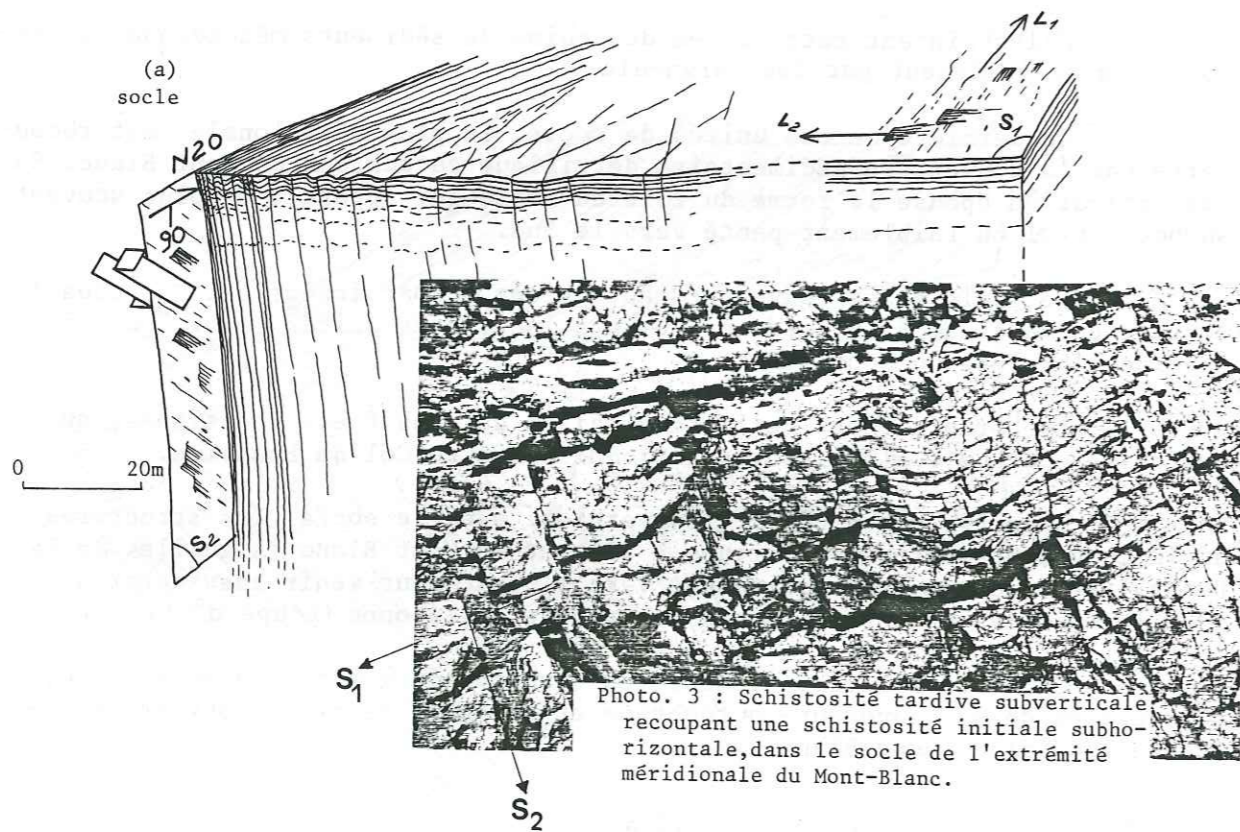
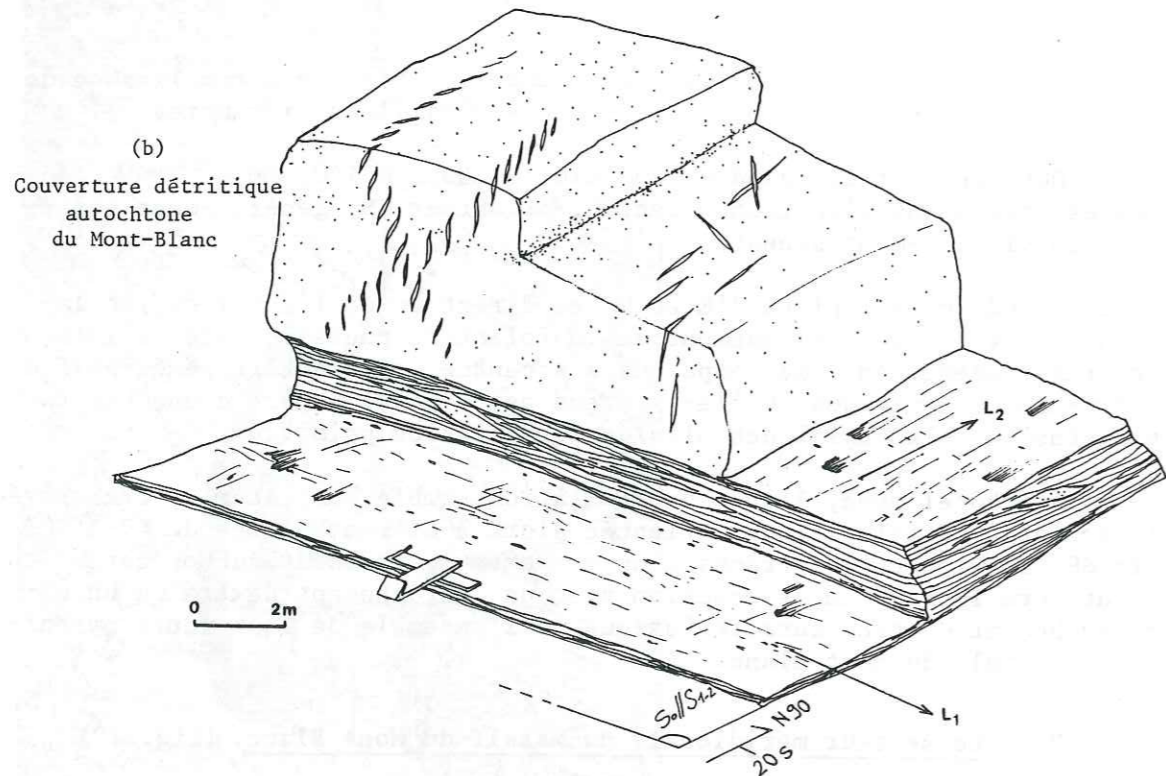


Photo. 3 : Schistosité tardive subverticale recoupant une schistosité initiale subhorizontale, dans le socle de l'extrémité méridionale du Mont-Blanc.

Fig. 10 : Déformations superposées dans le socle et la couverture autochtone de l'extrémité méridionale du Mont-Blanc.

d'orientation subméridienne qui s'accompagne parfois de marques de glissement indiquant un déplacement relatif des parties hautes du Sud vers le Nord. Très souvent cette linéation subméridienne est partiellement oblitérée par un glissement tardif, réutilisant la schistosité subhorizontale et dirigé cette fois vers l'W.

Dans le secteur occidental de l'unité cristalline, cette schistosité subhorizontale est recoupée par une seconde schistosité, subverticale, qui devient de plus en plus pénétrative à mesure que l'on s'approche du couloir du Col du Bonhomme. Elle apparaît d'abord sous forme de petites fractures décrochantes, généralement subverticales, sécantes à la schistosité initiale, montrant des mouvements conjugués senestres suivant la direction N S à N 140, dextre à N 40 (photo 3).

On peut également observer de petits plis très ouverts, d'axe NS à N 40, subhorizontaux, qui reprennent la schistosité initiale.

Notons que les mêmes observations ont été faites au niveau des Châlets du Jovet, à l'extrémité sud de l'unité de socle située immédiatement au N de celle-ci.

A une centaine de mètres du Col du Bonhomme, la fracturation devient assez pénétrative, en même temps qu'elle se règle sur une direction NNE.

Les plans tardifs limitent alors des microlithons centimétriques à décimétriques de la première schistosité.

Au col même, au niveau du contact avec la couverture, le socle ne montre plus qu'une seule schistosité, subverticale, orientée NNE-SSW.

Elle porte localement une linéation d'étirement plongeant d'une cinquantaine de degré vers le NNE. Le glissement qui l'accompagne combine un décrochement dextre et un déplacement vertical du compartiment de socle vers le haut.

b) La couverture.

- La couverture autochtone du Mont Blanc. (fig. 10 b)

Elle repose en conformité structurale sur le toit du socle dont elle épouse la forme.

Elle montre, elle aussi, une schistosité subhorizontale ou faiblement pentée vers le Sud. Cette schistosité se répartit de façon très hétérogène dans la pile sédimentaire. Très marquée au niveau de quelques bancs, elle s'estompe brutalement dans certaines couches quartzitiques ou dolomitiques apparemment exemptes de toute déformation interne. Ces dernières montrent toutefois un important développement de fentes de tension subverticales orientées parfois NS ou NE-SW mais plus généralement EW, entre le N 80 et le N 110.

Dans les dolomies, le réseau des fentes devient localement si fin et si serré qu'il mime un débit schisteux subvertical. Il traduit en réalité l'expression d'un allongement NS et d'un raccourcissement perpendiculaire à la stratification. En effet, dans le plan vertical à la stratification, ces fentes de tension montrent souvent une organisation en échelons conjugués, indiquant un aplatissement subhorizontal, parallèle à la stratification.

Les bancs schistosés permettent d'observer, comme au niveau du socle, deux directions d'étirement, l'une orientée à peu près NS, l'autre dirigée EW.

Le plus souvent on ne voit que l'une ou l'autre des deux linéations. Seuls quelques rares cas permettent de faire la distinction entre l'étirement minéralogique initial de direction subméridienne et le glissement discontinu, tardif, dirigé vers l'W.

- La couverture allochtone charriée à l'avant du Mont-Blanc.

Comme on l'a signalé (p. 11), cette partie de la couverture qui forme les Aiguilles de La Pennaz entre la terminaison sud du Mont Blanc et le rameau interne de Belledonne, se singularise par la présence d'écaillés cristallines flottant au sein du matériel sédimentaire. L'Aiguille de Roselette constitue la plus volumineuse de ces écaillés (coupe n°12).

Depuis les Aiguilles de la Pennaz, au contact du Mont Blanc, jusqu'à l'Aiguille de Roselette, on peut observer une architecture en demi-éventail ouvert vers l'W, comparable à celle décrite plus au Nord, dans le Lias des Monts Lachat et Vorassay. Elle correspond, ici aussi, à la reprise d'une première schistosité pénétrative, parallèle à la stratification, dans une série de plis hectométriques, d'abord assez droits et serrés au contact du Mont Blanc, puis de plus en plus couchés et déversés vers l'W, quand on se déplace vers l'Aiguille de Roselette.

Au niveau des Aiguilles de la Pennaz, l'axe des plis d'entraînement associés aux grands plis hectométriques, plonge d'une vingtaine de degrés vers le SSW. C'est également la direction générale de la linéation d'intersection entre la schistosité initiale et la seconde schistosité plan axial des plis. Cette dernière a une direction moyenne N 20 pour un pendage de 70° vers l'ESE.

Cette linéation d'intersection correspond généralement à la direction d'étirement, perpendiculairement à laquelle s'ouvrent la plupart des fentes de tension.

Toutefois, on peut observer localement une linéation d'étirement orientée dans la ligne de plus grande pente ou présentant un certain pitch vers le Nord. Elle accompagne alors un glissement chevauchant ou décrochevauchant dextre sur le plan de la schistosité.

Plus à l'Ouest, au niveau de la bordure occidentale de l'Aiguille de Roselette, la couverture vient chevaucher subhorizontalement le toit des écaillés du rameau interne.

La schistosité initiale est ici complètement transposée avec la seconde schistosité, plan axial de plis curvilineaires de tailles généralement centimétriques à décimétriques.

Cette schistosité, orientée NNE, ne pend en moyenne que de 20 à 30° vers l'ESE. Elle contient une forte linéation d'étirement, orientée vers le N 100 à N 110, très localement recouverte par des cristallisations tardives associées à une friction finale chevauchante de direction N 80 à N 90.

Dans ce secteur, le matériel sédimentaire est surplombé par la volumineuse écaille cristalline qui forme l'Aiguille de Roselette. La base de l'écaille présente une schistosité mylonitique parallèle à celle des schistes et calcaires sous-jacents.

Au contraire, dans la partie supérieure de l'écaille au niveau du Col de la Fenêtre, le matériel cristallin montre le recoupement d'une schistosité mylonitique initiale par un débit secondaire, très fruste, de direction NS à N 10 et pendant de 70° vers l'Est environ. Celui-ci est lui-même recoupé par des plans tardifs subhorizontaux ou très faiblement pentés

vers l'E, montrant toujours une friction chevauchante de direction EW.

La schistosité mylonitique initiale décrit des plis métriques à centimétriques qui semblent admettre la schistosité fruste fortement pentée vers l'E pour plan axial.

2.4. Conclusions.

Le domaine Mont Blanc-Chamonix montre, à la fois au niveau du socle et de la couverture, des structures variées qui mettent systématiquement en évidence une superposition de déformations.

Ce domaine est principalement caractérisé par la présence de l'accident majeur constitué par la bordure nord occidentale du massif du Mont Blanc, le couloir sédimentaire de Chamonix et son prolongement vers le synclinal médian.

De direction N 40, parallèle à l'axe de la chaîne, il correspond au fonctionnement d'un décrochevauchement dextre très redressé.

La chronologie des superpositions de déformation traduit le caractère tardif du jeu décrochant par rapport au mouvement chevauchant initial.

De part et d'autre de cet accident on observe une évolution différente de la déformation à la fois dans le socle et dans la couverture.

En profondeur, la masse granitique du massif du Mont Blanc se caractérise par un étirement vertical contenu dans une schistosité également verticale, orientée N 50 à N 70, c'est-à-dire oblique sur celle du couloir de Chamonix. Elle est la marque d'une première période majeure de déformation, qui traduit un raccourcissement horizontal du socle suivant une direction à peu près NNW-SSE.

L'aplatissement tardif suivant des plans NS, en relation avec un raccourcissement final de direction EW, peut être associé à la transformation du caractère chevauchant du couloir de Chamonix en décrochement dextre final.

Dans les secteurs plus superficiels, au niveau de la couverture et de l'interface socle couverture, la superposition des déformations traduit la mise en jeu des deux événements successifs suivants:

- Le premier voit la création d'une schistosité subhorizontale ou faiblement pentée vers le Sud, en relation, du moins en ce qui concerne la partie sud du Mont Blanc, avec un déplacement tangentiel dirigé du Sud vers le Nord.
- L'événement tardif correspond ici à la verticalisation tardive des structures sous l'effet d'un raccourcissement subhorizontal de direction EW à ESE-WNW.

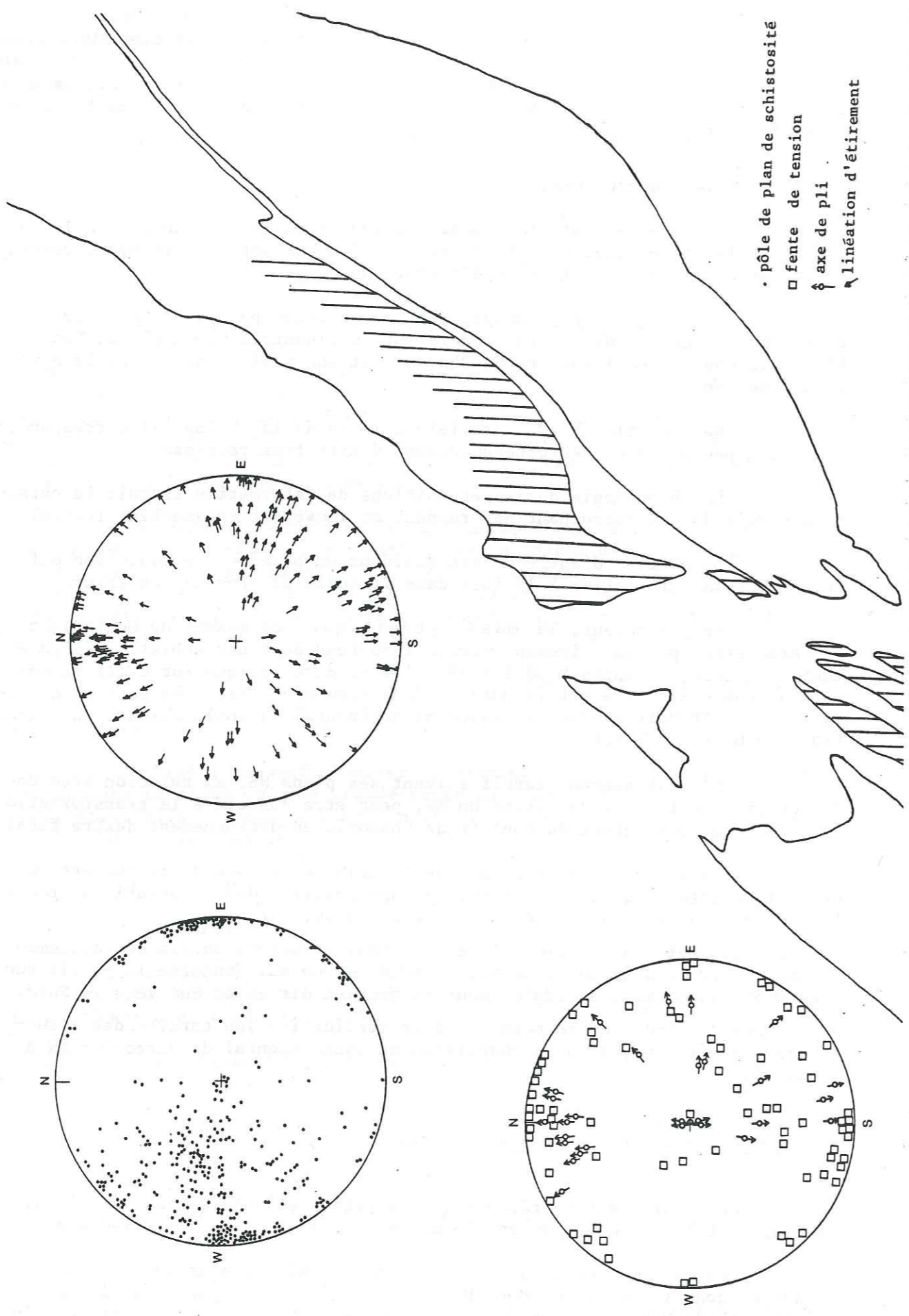
3. LE DOMAINE AIGUILLES ROUGES-BELLEDONNE.

Ce domaine est représenté par la partie sud-occidentale des Aiguilles Rouges et l'extrémité septentrionale du rameau interne de Belledonne.

Ces massifs constituent une seconde culmination de socle située à l'avant et sous le massif du Mont Blanc, dont elle est séparée par le coin sédimentaire du couloir de Chamonix, des Monts Lachat et Vorassay et des Aiguilles de la Pennaz.

Dans les Aiguilles Rouges, on a jalonné les observations dans la

Fig . 11 : Répartition stéréographique (hém. inf.) des structures du socle dans les Aiguilles Rouges et le rameau int. de Belledonne.



région du Col des Montets au NE, au niveau du Col du Brévent, à l'aplomb de Chamonix, et dans le massif du Prarion au SW.

En ce qui concerne le rameau interne de Belledonne, l'étude a porté sur l'écaille de la Grande Pierrière et celle des Enclaves dans les environs du lac de la Girotte.

Pour des raisons de commodité, on a appelé écailles du Bon Nant, les unités de socle qui assurent la jonction entre les deux massifs. Elles affleurent le long de la vallée du Bon Nant dont la direction subméridienne est représentative de l'orientation de la structure du socle dans ce domaine Aiguilles Rouges-Belledonne.

Depuis le Sud des Aiguilles Rouges jusqu'au rameau interne de Belledonne, on observe une implication croissante de la couverture mésozoïque au niveau des contacts entre chaque unité de socle.

Malheureusement, les schistes et calcaires post-triasiques y sont faiblement représentés. Mis à part deux étroites pincées liasiques dans la vallée du Bon Nant, les coins sédimentaires séparant les unités de socle sont essentiellement constitués de cargneules impropres à l'analyse structurale.

Dès lors, ce sont principalement les grès et quartzites du Trias inférieur constituant la couverture autochtone du socle qui serviront à l'établissement de la relation structurale socle-couverture.

On va décrire successivement les structures du socle, puis celles de la couverture.

3.1. Le socle. (fig. 11)

Il se caractérise par l'existence de sédiments carbonifères pincés dans la masse cristalline. Ils sont principalement représentés par des schistes noirs et des grès arkosiques du Westphalien-Stéphanien.

Par rapport au Mont Blanc où il n'existe pas, le Carbonifère subsiste dans ce domaine sans doute du fait d'une surrection plus faible du socle, occasionnant une érosion moins profonde, souvent limitée aux couches du Trias inférieur (cf. Ayrton, 1980).

En ce qui concerne la partie cristalline, on distingue, comme dans le domaine précédent, un ensemble principal de gneiss mylonitiques développés aux dépens d'anciens gneiss métamorphiques, du corps granitique des Montées-Pélissier où alternent le granite isotrope et les termes orthogneissiques et mylonitiques.

- La schistosité:

Les mauvaises conditions d'affleurement n'ont permis qu'une observation très partielle du granite des Montées-Pélissier. Elle s'est limitée à deux affleurements situés, l'un au contact avec les schistes carbonifères, juste à l'Ouest des Montées-Pélissier, l'autre un peu plus au Sud, à l'Ouest des Chavants, au sein de la masse granitique.

Sur le premier affleurement, l'ensemble cristallin et carbonifère montre une schistosité Nord-Sud verticale, parallèle au contact lithologique entre les deux matériaux.

Le deuxième exemple montre une alternance irrégulière de zones où

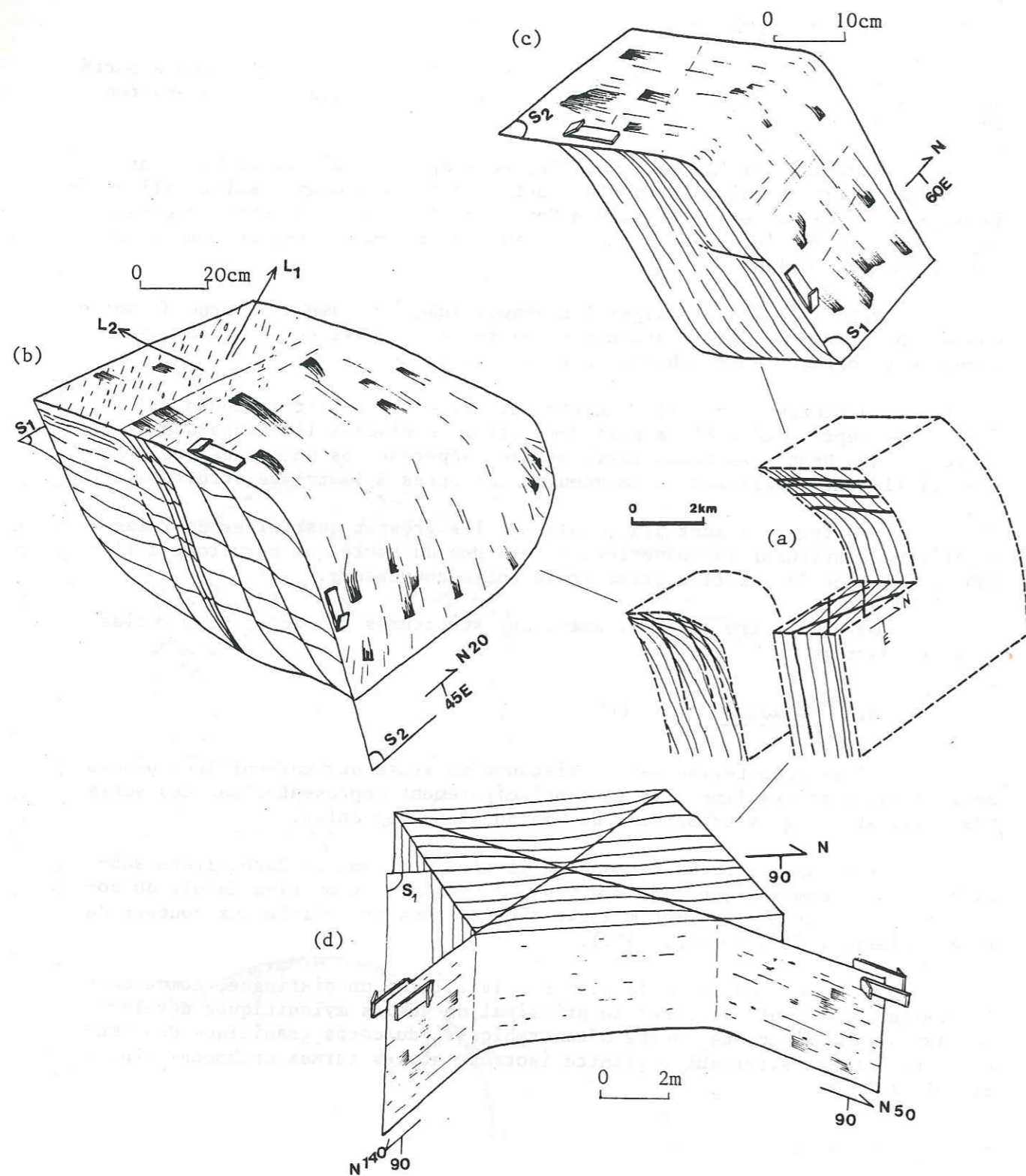


Fig . 12 : Déformations superposées dans le socle des Aiguilles Rouges et de Belledonne int.

le granite est essentiellement fracturé sans déformation interne importante, et de parties mylonitisées.

Dans ces dernières, la schistosité est généralement fortement pentée vers l'Est et présente une direction également subméridienne.

Partout ailleurs, les roches de l'ancienne série paramétamorphique, comme les sédiments carbonifères, présentent une schistosité pénétrative à valeur régionale, car conservant à peu près la même orientation subméridienne sur l'ensemble de ce domaine.

Quelques affleurements permettent de mettre en évidence l'existence d'une première schistosité, microplissée et recoupée par cette schistosité régionale. Ceci s'observe très fréquemment dans les schistes du Carbonifère, mais également, plus localement, dans les mylonites du socle cristallin.

Comparativement au Mont Blanc, la schistosité régionale montre ici une répartition globale sur stéréogramme nettement différente, ainsi qu'une dispersion plus importante en direction et en pendage (fig. 11).

D'une façon générale, on peut distinguer un ensemble principal composé de plans subverticaux orientés NS à N 350, d'une seconde famille de plans assez faiblement pentés vers l'Est ou le SE.

C'est la schistosité verticale subméridienne qui est représentative de la structure du socle dans ce domaine Aiguilles Rouges-Belledonne. Elle est caractéristique des écailles du rameau interne de Belledonne, de celles du Bon Nant et de la majeure partie des Aiguilles Rouges.

Les plans faiblement pentés vers l'Est ou le Sud-Est caractérisent généralement la partie sommitale des unités de socle. C'est ce qu'on observe au toit des unités du rameau interne de Belledonne et plus particulièrement au sommet du massif du Prarion où la schistosité devient ici subhorizontale.

Dans ce dernier secteur, l'horizontalisation de la schistosité s'inscrit dans une structure chevauchante, une véritable lame de matériel carbonifère, charriée à plat sur les terrains mésozoïques formant la couverture du Prarion. Cette lame horizontale s'enracine assez brusquement à l'arrière au niveau des gorges de l'Arve (coupes n° 2 et 3).

La morphologie du massif reflète ainsi sa structure. Elle correspond au passage, depuis le versant oriental redressé du Prarion à son toit assez plat, d'une schistosité verticale ou fortement pentée vers l'Est à une schistosité subhorizontale.

Localement, la détermination du plan principal de la déformation est rendue difficile en raison de l'existence de plans secondaires ou tardifs, plus ou moins sécants sur la schistosité pénétrative. Il en résulte un découpage de la roche en lentilles ou en parallélépipèdes de toutes tailles, dont la forme ou la géométrie dépend de l'orientation respective des différents plans les uns par rapport aux autres (fig. 12 a).

Ces plans secondaires montrent un développement hétérogène, passant sur quelques centimètres à quelques décimètres, d'une expression très fruste à un débit pénétratif qui tend parfois à oblitérer la schistosité initiale. Ils sont l'expression d'une déformation tardive, essentiellement fragile (faille isolée ou groupes de failles faiblement espacées les unes des autres) évoluant très localement vers le ductile, en relation avec une forte augmentation locale de la déformation (apparition d'une nouvelle schistosité).

On peut distinguer les trois cas principaux suivants:

Le premier n'a fait l'objet que d'une observation ponctuelle, en rive gauche du Bon Nant, dans le Nant de l'Ile, à l'Ouest de La Chapelle.

Le matériel cristallin affleurant dans le torrent se situe à quelques mètres seulement au-dessous du contact horizontal de la base de la nappe du Mont Joly.

La schistosité initiale constitue ici un plan subhorizontal ou très faiblement penté vers le SE, tandis que les plans tardifs, de direction N 0 à N 40, montrent un pendage moyen de 40 à 50° vers l'Est ou le Sud-Est (fig. 12b).

Ceux-ci prennent parfois l'allure d'une schistosité secondaire assez fruste, associée à un microplissement de la schistosité initiale.

Le deuxième cas se caractérise par un débit tardif subhorizontal ou faiblement penté vers l'Est ou le Sud-Est. Il se superpose à la schistosité pénétrative plus fortement pentée vers l'Est, voire subverticale.

Ce type de plan tardif, particulièrement développé dans la partie méridionale des Aiguilles Rouges, est également observable dans les unités du Bon Nant.

Il peut se présenter sous la forme de failles isolées, souvent subhorizontales, associées à un déplacement vers l'W du bloc supérieur. Il apparaît souvent sous l'aspect d'un clivage très fruste (10 à 20 cm d'un plan à l'autre) pouvant localement passer à une schistosité pénétrative (fig. 12c).

Le troisième cas est représenté par des plans généralement subverticaux orientés suivant deux directions distinctes, l'une aux environs de N 50, l'autre aux environs de N 140.

Ils fonctionnent en décrochement conjugués, dextres à N 50 et senestres à N 140. Ils témoignent d'un raccourcissement tardif subhorizontal de direction Est-Ouest (fig. 12 d).

Ils sont observables dans tout le domaine, mais leur développement est particulièrement marqué dans les écaillés du Bon Nant.

On observe suivant les secteurs une prédominance de l'une des deux directions par rapport à l'autre.

Dans le couloir du Bon Nant se sont les plans voisins de N 140 qui sont les mieux représentés (10 cm d'un plan à l'autre). Sur les photos aériennes du Sud des Aiguilles Rouges, on observe très bien entre le sommet du Brévent et le lac du Brévent, une faille décrochante de la même famille, orientée à N 130, qui se suit sur plus de 500 m et qui déforme la schistosité subméridienne dans une asymétrie senestre. Dans ce même secteur, sur le terrain, ce sont les décrochements dextres parallèles à la vallée de Chamonix qui paraissent les plus importants.

Ils y forment de petits couloirs de décrochement, larges de quelques mètres, bien repérables dans la topographie. Ceux-ci sont constitués par la juxtaposition de plans verticaux orientés à N 40 ou N 60, sécants à la schistosité pénétrative subméridienne.

Ces plans voient leur espacement diminuer depuis les bordures jusqu'à la partie centrale des couloirs où ils constituent un véritable débit pénétratif secondaire oblitérant la schistosité initiale.

- Les plis.

Le Carbonifère, ainsi que le matériel cristallin, montre des plis généralement de petite dimension, centimétriques à décimétriques, pouvant parfois atteindre une taille décamétrique.

Les caractéristiques des plis de grande taille sont souvent difficiles à cerner dans leur totalité.

C'est le cas pour le grand pli couché des Gures, développé dans le Carbonifère des Gorges de l'Arve. Son isolement et son observation trop partielle n'ont pas permis de le replacer dans le contexte structural local. Toutefois, sa géométrie semble en partie associée au glissement tardif vers l'W observé sur les plans secondaires subhorizontaux, parallèles au plan axial du pli.

D'une façon générale, si l'ensemble des autres plis présente des différences dans leurs styles et leurs géométries, ils gardent en commun un plan axial subvertical, de direction Nord-Sud, parallèle à l'orientation moyenne de la schistosité dans ce domaine.

Dans le secteur du Brévent, dans les Aiguilles Rouges, on peut deviner quelques charnières de plis métriques, isoclinaux, dont les axes plongent d'une vingtaine de degrés vers le Nord. Ils semblent être associés au développement de la schistosité régionale subméridienne qui est plan axial des plis. Ils correspondent à la reprise d'une ancienne foliation, révélée par son microplissement au niveau des charnières.

Ces plis se distinguent de la majorité des structures rencontrées qui conservent à peu près les mêmes caractéristiques sur l'ensemble du domaine Aiguilles Rouges - Belledonne.

Il s'agit généralement de plis de petites dimensions, centimétriques à décimétriques, qui reprennent la schistosité pénétrative régionale. Ils sont fortement non cylindriques, à tendance isoclinale et montrent toujours dans le plan horizontal une asymétrie senestre.

Leurs axes, en général subverticaux, montrent parfois dans le plan vertical, une forme courbe qui explique leur plongement local vers le Sud ou vers le Nord. Dans ce même plan, ils se caractérisent également par un amortissement latéral de part et d'autre d'une zone d'amplitude maximum (fig. 13).

Des plis de même génération, mais de plus grande taille, ont été observés au niveau du rameau interne de Belledonne et dans les Aiguilles Rouges. Ainsi, dans Belledonne interne, au niveau de l'unité des Enclaves, à proximité du Lac Noir, la schistosité décrit des plis métriques beaucoup plus ouverts que les précédents et dont l'axe présente un plongement variable vers le Sud. Leur section perpendiculaire à l'axe, montre ici aussi une organisation flanc court flanc long d'asymétrie senestre.

- Les linéations.

Comme dans le domaine précédent, le plan de schistosité montre la coexistence de plusieurs types de linéations: linéation d'étirement minéralogique, linéation de crénulation soulignant l'axe de microplis qui déforment la schistosité, linéation d'intersection avec une autre schistosité.

Cette dernière est particulièrement bien marquée au niveau des schistes du Carbonifère et souligne le recoupement d'une première schistosité pénétrative par la schistosité régionale.

De la même façon, la schistosité du matériel cristallin apparaît localement comme une schistosité de crénulation sécante à une première foliation microplissée.

Cette linéation d'intersection peut faire un angle assez variable avec la ligne de plus grande pente. Dans le matériel carbonifère, elle plonge le plus souvent vers le Nord ou le Nord-Est.

L'existence de cette linéation d'intersection rend souvent difficile la détermination de l'étirement minéralogique associé au développement de la schistosité régionale.

Lorsqu'elle se distingue sans ambiguïté, la linéation d'étirement se parallélise à des marques de glissement le long du plan de schistosité.

De plus, comme dans les mylonites du Mont Blanc, on peut mettre en évidence des recouvrements d'une première linéation d'étirement-glissement par des frictions tardives d'orientations différentes.

D'une façon générale, l'orientation de la linéation d'étirement et les caractéristiques du glissement qui lui est associé, varient en fonction de l'orientation du plan de schistosité régionale. Les superpositions de glissement peuvent être reliées à l'apparition des plans tardifs qui recoupent cette schistosité régionale.

On peut distinguer les trois cas particuliers suivants:

- a) Dans les quelques secteurs où la schistosité est subhorizontale, on observe le recouvrement d'une première linéation d'étirement orientée Nord-Sud à NNW-SSE, par les marques d'un glissement tardif dirigé vers l'W.

C'est le cas, par exemple, de l'affleurement de socle situé en rive gauche du Bon Nant, juste sous le contact subhorizontal de la base de la nappe du Mont Joly (fig. 12b, p. 50).

A ce niveau, le glissement tardif vers l'W réutilise le plan de schistosité pénétrative, développé au cours d'une première étape majeure de la déformation, caractérisée par un étirement subhorizontal de direction NNW-SSE.

On peut également relier ce glissement tardif au développement des plans secondaires pentés vers l'E ou le SE, qui recoupent la schistosité subhorizontale (cf. p. 50). Ils sont associés à une friction qui combine une forte composante en faille normale avec une composante dextre ou senestre selon que les plans sont orientés NS ou NE SW.

Plan de schistosité et plans tardifs semblent ainsi jouer de façon conjuguée au cours des stades tardifs de la déformation.

Ces observations peuvent être mises en relation avec celles réalisées au niveau de la partie sommitale du massif du Prarion, également caractérisées par une forte tendance à l'horizontalisation de la schistosité. Certains de ces plans subhorizontaux ou faiblement pentés vers le Sud, montrent la superposition d'un premier étirement subméridien et d'une seconde linéation d'étirement et de glissement d'orientation EW.

On observe également des cristallisations en gradins qui se recouvrent les unes les autres, traduisant un changement de direction du glissement dirigé d'abord vers le Nord puis le NW puis vers l'W.

- b) Dans les secteurs intermédiaires, où la schistosité présente un pendage moyen vers l'Est ou le SE, la linéation d'étirement peut faire un angle variable avec la ligne de plus grande pente. Le glissement qui l'accompagne garde généralement une composante chevauchante.

Ici aussi, on observe une superposition de linéations accompagnant un changement de direction du glissement le long du plan de schistosité.

Il correspond à la transformation d'un premier chevauchement à composante senestre, de direction NNW-SSE, en un chevauchement ou un décrochement dextre dirigé vers l'W.

Dans les secteurs où cette schistosité à faible pendage Est ou Sud-Est est recoupée par les plans tardifs subhorizontaux (p. 48, fig. 12c), elle constitue au contraire un plan de glissement tardif en faille normale, à composante locale dextre ou senestre, jouant de façon conjuguée avec le glissement subhorizontal vers l'W observé sur les plans tardifs. Ce système conjugué est comparable à celui observé au niveau des Granges, sous la nappe du Mont Joly, à la différence, qu'ici, c'est le plan tardif qui constitue la surface de glissement tangentiel vers l'W.

- c) La schistosité subverticale, de direction NS à N 350, qui caractérise la majeure partie du domaine, montre localement une linéation d'étirement subhorizontale ou plongeant assez faiblement vers le Nord (jusqu'à 30°). Le glissement qui l'accompagne est généralement de sens senestre.

Il devient très localement de sens dextre, lorsque la schistosité tourne vers une direction N 10 à N 20. Ceci est observé au niveau d'unités lenticulaires très aplaties dont les bordures passent d'une direction N 10 à N 350. Elles sont le siège de glissements conjugués, respectivement dextres et senestres, en relation avec un étirement des lentilles suivant une direction NS.

Mais, d'une façon générale, c'est le caractère décrochant senestre qui reste prédominant. Il se manifeste localement de façon plus marquée au niveau de bandes de cisaillement d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Il est à relier avec l'asymétrie senestre de la plupart des plis qui reprennent la schistosité (fig. 13; photo 4).

- Les fentes de tension:

Bien développées dans le Cristallin comme dans le Carbonifère, elles montrent une orientation variable suivant les secteurs. Comme dans le domaine précédent, la répartition stéréographique de leur pôle (fig. 11) se calque à peu près sur celle de la linéation d'étirement-glissement, elle-même dépendante de l'orientation locale du plan de schistosité.

La plupart des fentes observées sont subverticales ou fortement pentées vers le Sud et orientées EW à ESE-WNW. Elles se développent dans les secteurs à schistosité Nord-Sud subverticale et indiquent une direction d'ouverture subhorizontale subméridienne, en accord avec l'orientation de la linéation d'étirement observée sur les plans de schistosité.

Sur un affleurement des unités du Bon Nant, on peut mettre en évidence le caractère sécant des fentes pentées vers le Sud sur les fentes verticales. Ces deux directions d'ouverture successives sont peut-être à mettre en relation avec les variations d'orientation de la linéation d'étirement qui oscille entre l'horizontale et un plongement d'une trentaine de degré vers le Nord. Mais il n'est pas possible de donner une signification générale à cette observation trop ponctuelle. Par ailleurs, les autres secteurs à schistosité verticale NS n'ont fourni aucun critère en faveur du caractère tardif

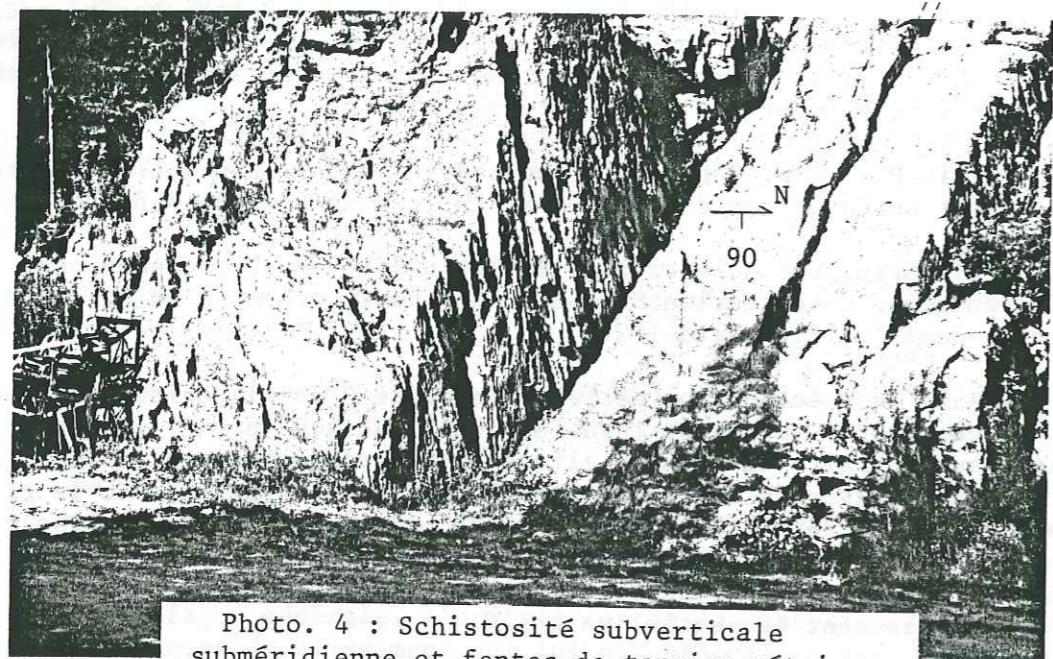


Photo. 4 : Schistosité subverticale subméridienne et fentes de tension métriques perpendiculaires à la schistosité, dans les unités de socle du Bon Nant. (jonction Aiguilles Rouges-Belledonne int.)

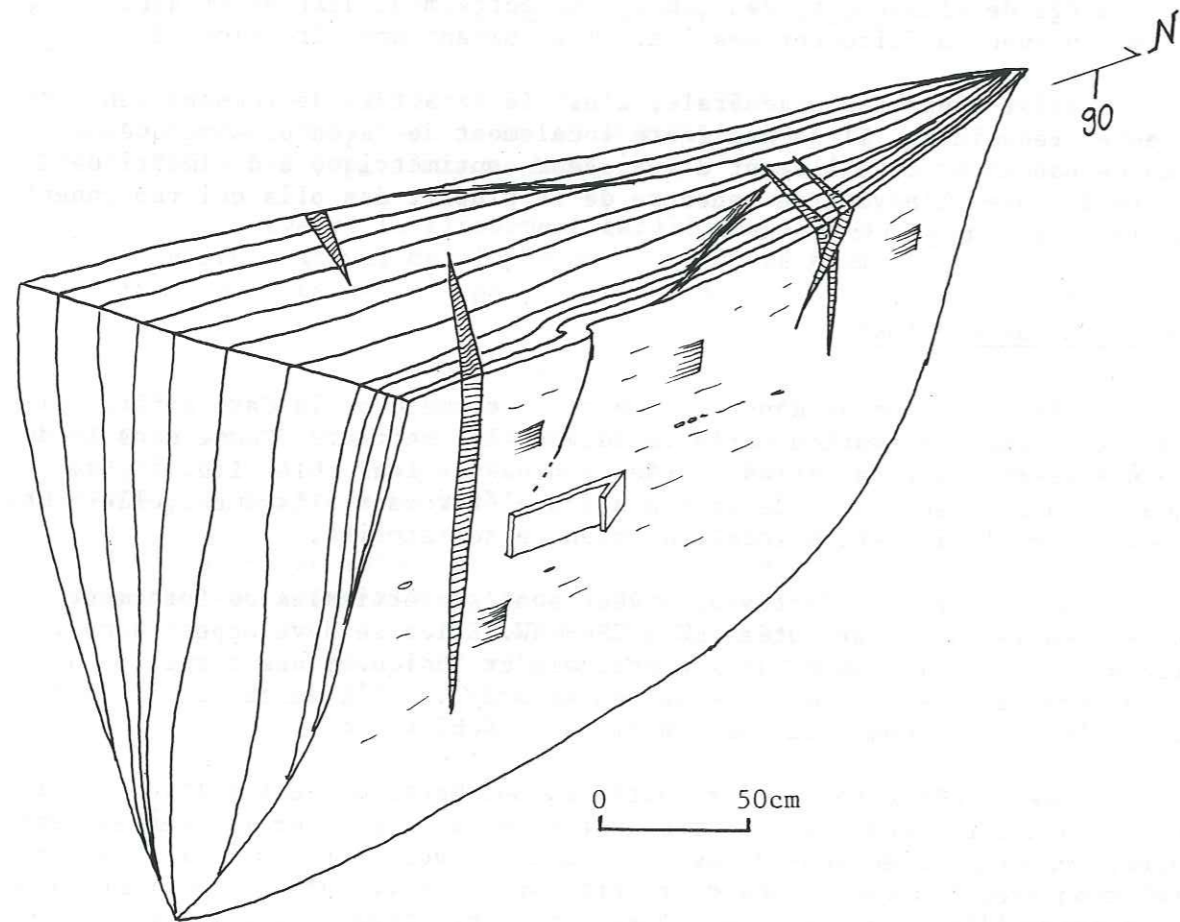


Fig. 13 : Principales structures caractéristiques de la déformation du socle des Aiguilles rouges et de Belledonne int.

de l'étirement-glisement à plongement Nord par rapport à l'étirement subhorizontal.

3.2. La couverture.

a) Le Trias autochtone (fig. 14).

On a déjà signalé que le matériel mésozoïque qui permet une analyse structurale dans ce domaine Aiguilles Rouges - Belledonne se limite principalement aux niveaux détritiques du Trias inférieur autochtone. Son étude est rendue difficile du fait d'affleurements très discontinus, limités à de petites superficies qui ne permettent pas d'apprécier immédiatement ces structures.

De plus, dans la plupart des cas, l'érosion a dégagé des surfaces de bancs particulièrement durs, continues au niveau de l'affleurement, rendant souvent impossible l'observation des couches par leur tranche.

Géographiquement, son étude a porté depuis le Massif du Prarion, jusqu'aux unités du rameau interne de Belledonne en passant par celles du Bon Nant.

Le Trias inférieur épouse globalement la morphologie du toit du socle. Il dessine un vaste antiforme au niveau de la terminaison sud des Aiguilles Rouges et une série de structures anticlinales qui moulent chacune des unités de socle du rameau interne de Belledonne.

Chacune de ces mégastructures présente un versant oriental penté vers l'E ou l'ESE, une zone de charnière subhorizontale correspondant à la partie sommitale des unités de socle et un versant occidental penté vers l'W ou le NW.

- Les plis:

Ils sont bien développés sur le versant occidental des écaillés de socle, alors qu'ils paraissent pratiquement inexistantes sur leur partie sommitale et sur leur versant oriental.

Le style et la géométrie du plissement ne sont pas les mêmes sur le versant occidental des unités du rameau interne de Belledonne et sur celui du massif du Prarion, au Sud des Aiguilles Rouges.

Au niveau du rameau interne de Belledonne, les plus beaux exemples de plis rencontrés se situent à l'extrémité NW de l'unité de la Grande Pierrière, à l'W de la ferme du Bolchu.

La surface stratigraphique y dessine une succession de têtes anticlinales déversées vers le NW (fig. 14a). Le plissement se limite essentiellement au développement de charnières anticlinales, arrondies, de tailles métriques. Celles-ci se caractérisent par un épaississement relatif des charnières par rapport aux flancs (plis semblables).

Ces charnières anticlinales se juxtaposent les unes aux autres par l'intermédiaire de pincées synclinales très aigües. Ce dispositif est symptomatique de la déformation (plissement) de l'interface qui sépare deux milieux de viscosité très contrastée (Ramsay, 1967): l'ensemble socle + Trias inférieur d'une part, les cargneules et les schistes du Lias d'autre part.

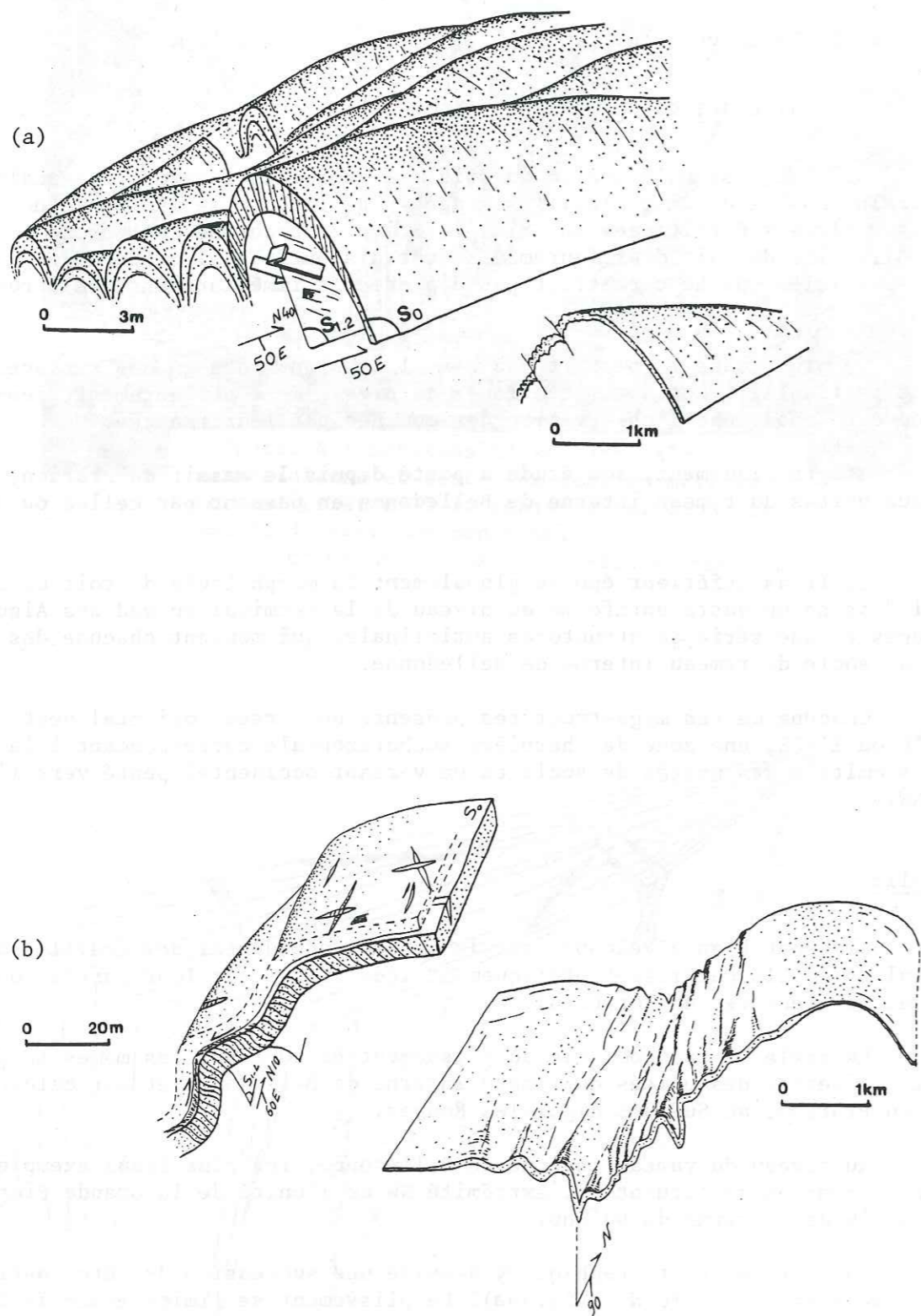


Fig . 14 : Déformation du Trias gréseux autochtone

- (a) : du rameau int. de Belledonne
- (b) : de la terminaison méridionale des Aiguilles Rouges

Le plan axial des plis est orienté à N 40 et penté d'une cinquantaine de degrés vers le SE. Les axes de plis plongent de 20 à 30° vers le N 40 et se caractérisent par une forme courbe qui résulte d'un amortissement latéral rapide du pli (5 à 10 m) de part et d'autre d'une zone d'amplitude maximum. Ces plis s'anastomosent les uns aux autres.

Sur le versant ouest du massif du Prarion, au niveau des unités du Bon Nant, l'observation des plis est beaucoup plus difficile en raison des mauvaises conditions d'affleurement. Les rares exemples rencontrés correspondent à des plis en genoux, métriques, de direction axiale Nord-Sud subhorizontale (fig.14b).

La plupart du temps, les charnières ne sont pas visibles mais la forme des plis peut être déduite de l'alternance de bancs faiblement inclinés vers l'Ouest et de bancs subverticaux ou fortement inclinés vers l'Ouest.

Elle correspond, là aussi, à des plis en marche d'escalier, de direction axiale subméridienne et dont l'angle d'ouverture reste généralement supérieur ou égal à 90°.

La surface des bancs porte généralement des marques de friction. Celle-ci accompagne une forte réfraction de la schistosité qui se parallélise brutalement avec la surface des bancs. Les angles de réfraction montrent localement des valeurs très fortes, parfois proches de 90° au niveau des bancs subverticaux.

Ces indices déterminent la mise en jeu, durant le plissement, d'un important glissement banc sur banc, à composante normale sur les bancs faiblement inclinés vers l'Ouest, et à composante inverse sur les bancs plus fortement inclinés vers l'Ouest ou subverticaux. Ils sont en faveur d'un plissement de type concentrique. La présence locale de cargneules ou de Lias pincé au sein de la masse gréseuse correspond vraisemblablement à une perturbation locale de la déformation donnant naissance à des plis plus serrés et de plus grande amplitude.

Cette hypothèse n'a pas pu être vérifiée au niveau-même des pincées de Lias. Mais, le passage local d'Est en Ouest de bancs verticaux à des bancs fortement pentés vers l'Est souligne sans doute la présence de charnières synclinales très aiguës susceptibles de pincer le matériel mésozoïque post-triasique.

- La schistosité:

Elle peut être très difficile à observer, voire indéterminable à l'oeil nu au niveau de certaines couches quartzitiques. Elle commence à se développer dès que le matériel contient une certaine quantité de matrice. Le Trias plaqué sur le versant oriental des unités de socle montre toujours une forte schistosité, d'orientation NNE et pentée de 40 à 60° vers l' ESE, parallèle à la stratification. Elles tendent à s'horizontaliser toutes les deux, au niveau de la partie sommitale des unités de socle.

Sur le versant occidental des unités, le développement de la schistosité est directement associé au plissement des couches. Au Nord-Ouest de l'écaille de la Grande Pierrière, la schistosité est orientée à N 40 et pentée de 50° vers le SE. Elle est plan axial des plis anticlinaux. (fig.14a)

Au pied du versant occidental du massif du Prarion, dans la vallée du Bon Nant, la schistosité du Trias montre au contraire une orientation NS et un pendage subvertical. D'une façon plus générale, dans ce même secteur du Sud des Aiguilles Rouges, la schistosité garde une direction NS à NNE-SSW

avec un pendage très variable, de 60° à 20° vers l' ESE, en relation avec un éventail de schistosité très ouvert associé aux plis en genoux (fig. 14b). Très localement, cette schistosité subméridienne recoupe une première schistosité orientée EW à NE-SW.

La schistosité du Trias est localement recoupée par des bandes de cisaillement subverticales. Comme dans le socle sous-jacent (p. 50), elles forment un système conjugué, jouant en décrochement dextre suivant la direction N 50 et senestre à N 140. Elles marquent, ici aussi, une étape finale de la déformation, accompagnant un raccourcissement tardif de direction EW.

- Les linéations:

Quand il est observable, le plan de schistosité montre une linéation d'étirement, plus ou moins bien marquée, qui, ici aussi, se parallélise souvent à des marques de glissement le long du plan de schistosité.

Sur le versant Sud-Est du massif du Prarion, la linéation d'étirement peut faire un angle variable avec la ligne de plus grande pente. La friction qui l'accompagne traduit toujours un glissement à composante chevauchante sur le plan de schistosité.

Au Nord de Bionassay, les premiers niveaux du Trias situés sous le contact chevauchant du Lias du Mont Vorassay, présentent une linéation d'étirement dirigée vers le N 110. Quelques mètres plus loin, des niveaux argileux, intercalés entre les bancs de grès, montrent la superposition de trois directions de glissements successifs le long du plan de schistosité, la première orientée au N 150, la seconde au N 120 et la dernière au N 80.

Au niveau du versant occidental des unités de socle, il faut opposer ici aussi l'extrémité nord du rameau interne de Belledonne et la partie sud des Aiguilles Rouges.

Dans le rameau interne, la schistosité, plan axial des plis anticlinaux très serrés, porte une linéation d'étirement associée à une friction décrochevauchante dextre. Elle plonge, comme l'axe des plis, de 10 à 30° vers le N 40 à N 60 (fig. 14a).

Au contraire, dans les écaillés du Bon Nant, la schistosité verticale montre une linéation d'étirement horizontale, subméridienne, qu'accompagnent des stries de friction senestre (fig. 14b).

Souvent sur ce versant occidental du massif du Prarion, seules sont visibles les surfaces de bancs. Les linéations observables correspondent alors à l'intersection stratification-schistosité et à la linéation d'étirement qui accompagne le glissement banc sur banc.

On peut relever localement l'existence de deux linéations d'intersection associées au recoupement d'une première schistosité par la schistosité régionale d'orientation NS. Ces observations peuvent être mises en relation avec l'existence, également locale, de deux ou trois directions différentes de glissement en surface de banc.

Ainsi, l'une de ces surfaces, pentée de 40° vers l'W, montre une nette déformation de "ripple marks" dont la crête est cisailée par un premier glissement dirigé vers le NNW. Il est recouvert par des frictions tardives dirigées vers l'W, compatibles avec l'orientation du glissement banc sur banc qui accomode généralement le développement des plis dans ce secteur.

- Les fentes de tension.

Elles paraissent principalement développées sur le versant occidental du massif du Prarion ainsi que sur son versant NE, dans le secteur de Vaudagne, qui surplombe les Gorges de l'Arve.

Mis à part les familles de fentes en échelons associées aux bandes de cisaillement tardives qui recoupent la schistosité, la plupart des fentes observées sont subverticales et de direction EW à NW-SE. Dans les unités du Bon Nant, elles sont clairement associées au développement de la schistosité verticale NS et de la linéation d'étirement subhorizontale qui l'accompagne.

Elles recoupent parfois des fentes plus anciennes, déformées, de direction NW SE, à NS pour les plus vieilles. Celles-ci doivent être associées à des stades précoces de la déformation, au cours de laquelle s'est opérée une rotation horizontale antihoraire de la direction de l'étirement principal. Ces observations peuvent être mises en relation avec les autres critères de superposition de déformation (superposition de schistosité, changement de direction du glissement banc sur banc) qui indiquent généralement le caractère tardif du raccourcissement EW, responsable de l'orientation actuelle des structures (Gourlay, 1982).

b) Les pincées liasiques.

Le Lias pincé des unités du Bon Nant et du versant occidental du massif du Prarion n'offre qu'un volume d'affleurement très restreint.

Le matériel liasique se caractérise ici aussi, par l'existence d'une première schistosité microplissée et recoupée par la schistosité régionale de même direction NS et même pendage vertical ou fortement penté vers l'E, que dans le socle avoisinant (coupe n° 5).

3.3. Conclusions.

Par rapport au Mont Blanc, la surrection plus faible des massifs de socle dans ce domaine Aiguilles Rouges-Belledonne, permet la plupart du temps d'observer la totalité de leur structure à grande échelle, depuis leur partie profonde jusqu'à leur partie sommitale. Cette particularité est sans doute à relier à la plus grande diversité des microstructures répertoriées dans ce domaine. Elles sont, ici aussi, le résultat d'une superposition de déformations, révélant la mise en jeux d'étapes successives dans l'élaboration de la structure finale, actuelle.

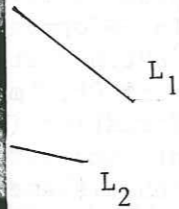
Celle-ci se caractérise, en profondeur, par une schistosité subméridienne, verticale ou fortement pentée vers l'E, jouant généralement le rôle d'un plan de glissement senestre, subhorizontal ou plongeant vers le N (30°).

La schistosité se couche rapidement au niveau du toit des unités de socle où elle est également utilisée comme plan de glissement. Ce dernier indique, ici, un déplacement relatif des parties hautes, dirigé d'abord vers le N, puis le NW et enfin vers l'W.

Mis à part le versant occidental des unités du rameau interne de Belledonne, qu'on peut considérer comme des ramifications tardives du couloir décrochevauchant dextre de Chamonix, les structures de la couverture mésozoïque, dans ce domaine Aiguilles Rouges - Belledonne, s'alignent sur la même direction subméridienne que celles du socle sous-jacent.



Photo. 5 : Deux directions d'étirement dans les schistes du Lias de la base de la nappe du Mont Joly.



4. LA NAPPE DU MONT JOLY.

Elle constitue un vaste domaine de couverture (constituée essentiellement de Lias inférieur et moyen), caractérisé par une structure subhorizontale (plis couchés kilométriques à plan axial subhorizontal) qui recouvre à plat la terminaison septentrionale du rameau externe de Belledonne (coupe n°10).

Elle s'étend depuis le secteur NW de la région étudiée, jusqu'en rive droite de la vallée de l'Arly où elle se rattache en continuité stratigraphique et structurale à la chaîne des Aravis.

Les observations ont porté essentiellement sur la base de la nappe, et principalement au niveau de sa bordure orientale, le long du versant ouest de la vallée du Bon Nant jusqu'au col du Joly.

4.1. Structures et déformations à la base de la nappe. (fig. 15)

- La schistosité.

Comme dans les domaines précédents, le Lias de la Nappe du Mont Joly se caractérise par l'existence de deux schistosités. La première montre un aspect très pénétratif par rapport à la seconde schistosité, de crénulation, plus fruste. Les deux plans de déformation semblent coexister dans la totalité du secteur étudié, bien que, le plus souvent, un seul plan soit observable en raison de la transposition de la première schistosité avec la seconde.

D'une façon générale, l'angle entre les deux schistosités reste très faible et ne dépasse pas une quarantaine de degrés. Il correspond toujours à un pendage plus fort vers l'E ou le SE de la schistosité tardive.

Les deux plans montrent généralement une direction assez voisine, NS à N 50. Leur pendage assez faible, 20 à 40° vers l'E ou le SE, peut atteindre très localement une soixantaine de degrés.

- Les plis.

Seuls les plis de seconde génération, reprenant la schistosité pénétrative initiale et associés au développement de la schistosité de crénulation ont pu être observés. Il s'agit de plis centimétriques à décimétriques, à tendance isoclinale, et caractérisés par une asymétrie flanc court flanc long, compatible avec un cisaillement tangentiel dirigé vers l'extérieur de la chaîne.

La forme généralement curviplanaire des plis explique la forte dispersion de leur direction axiale depuis le N 50 jusqu'au N 180.

- Les linéations.

Dans le cas assez général où le plan de schistosité confond les deux plans successifs de déformation, la linéation d'étirement minéralogique est toujours très bien marquée, et elle est associée, ici aussi, à des marques de glissement discontinu le long du plan de schistosité.

L'orientation de la linéation d'étirement montre une dispersion importante, présentant tous les intermédiaires entre une direction N 160 et N 90 (cf. fig. 2, p. 24).

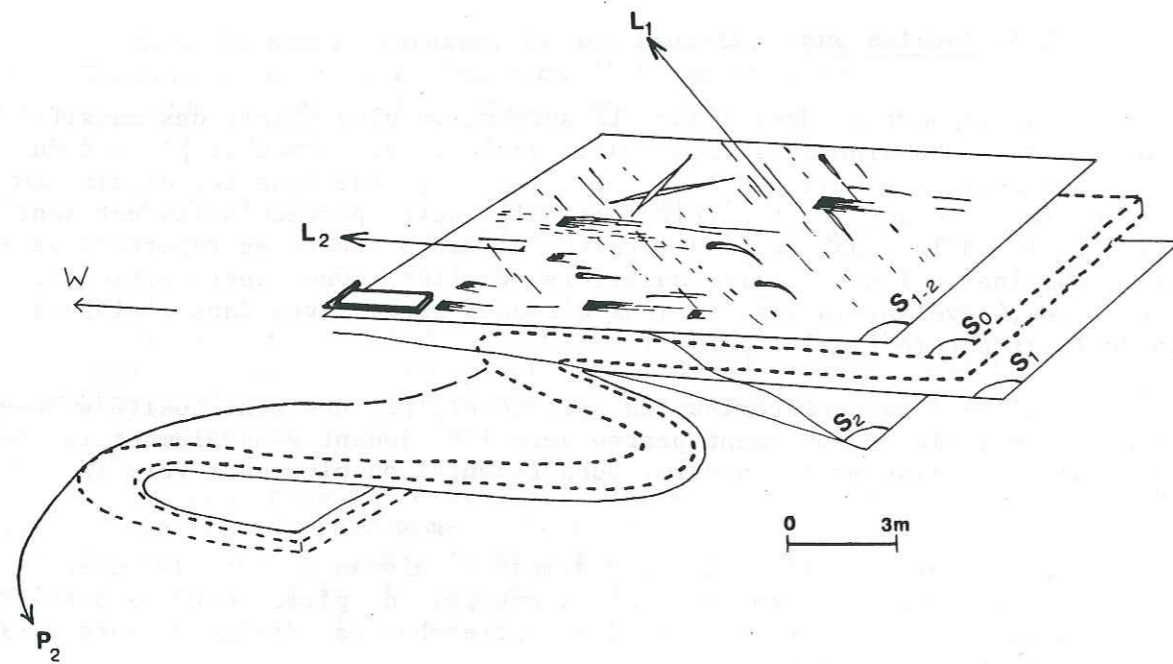


Fig. 15 : Déformations superposées à la base de la nappe du Mont Joly.

Quelques affleurements ont permis de mettre en évidence la superposition de deux linéations d'étirement successives (photo 5).

Celle-ci peut parfois se présenter sous la forme d'objets étirés ou de queues de cristallisation, orientés suivant une direction commune, oblique sur l'étirement minéralogique général de la roche.

Elle se caractérise plus souvent par les traces d'un glissement tardif qui recouvre obliquement une première linéation minéralogique.

L'angle entre les deux linéations peut varier suivant les secteurs. En général, la linéation initiale est orientée autour de N 160 à N 140 tandis que l'étirement-glisement tardif présente une direction N 110 à N 90.

- Les fentes de tension.

La plupart des fentes sont reprises au cours de la déformation et apparaissent décalées, boudinées ou parfois complètement réorientées dans le plan de schistosité.

Le trop petit nombre de mesures récoltées sur des fentes peu déformées ne permet pas d'avoir un aperçu statistique des différentes familles de fentes développées au cours de la déformation.

Les fentes subverticales orientées N 90 à N 110 semblent les mieux représentées, mais leur direction d'ouverture NS à SSW-NNE ne peut pas être reliée à l'orientation de l'étirement minéralogique de direction générale SSE-NNW à EW.

Elles semblent constituer une famille distincte, par rapport aux autres fentes observées en plus petit nombre, qui, elles, sont orientées NS à N 50, à peu près perpendiculairement à la linéation d'étirement minéralogique.

Sur le bord de la route qui monte vers la station du Bettex, on peut observer localement l'existence de deux ou trois réseaux de fentes qui se recoupent les unes les autres.

Les plus vieilles, d'orientation moyenne N 105, sont systématiquement déformées par plissement ou décalage le long du plan de schistosité. Elles sont recoupées par des fentes subverticales orientées N 40 à N 60, elles-mêmes recoupées par des petites fentes tardives de direction NS.

Leur développement successif traduit un changement de direction de l'étirement principal au cours de la déformation, qui, dans le cas des deux dernières générations de fentes, est compatible avec celui enregistré par la superposition locale des deux linéations d'étirement.

Aucun critère n'a permis de relier la première génération de fentes, développées au cours d'un stade précoce de la déformation à la famille de fentes distinguées précédemment, elles-aussi d'orientation WSW-ENE.

4.2. Conclusions.

Comme dans les autres domaines, la structure de la nappe du Mont Joly est le résultat d'une superposition de déformations, qui, à un premier épisode majeur correspondant au développement de la schistosité initiale, voit succéder la formation de plis secondaires et la schistosité tardive qui leur est associée.

Cette superposition de déformations se manifeste également par l'intersection locale de deux linéations d'étirement successives. Les données recueillies ne permettent pas de relier directement l'apparition de la seconde direction d'étirement, avec celle de la seconde schistosité et des plis qui lui sont associés.

Bien qu'il ne soit pas possible de relier clairement deux familles distinctes de structures à deux orientations spécifiques de l'étirement, on peut avancer l'hypothèse que cette superposition de déformations est le résultat d'un changement de direction du transport à la base de la nappe, dirigé d'abord vers le NNW puis vers l'W.

5. CONCLUSION.

* L'organisation structurale de ce secteur des Alpes externes occidentales est caractérisé par une importante diversité des structures (variations importantes de l'orientation du plan de schistosité et de la linéation d'étirement) et par l'existence d'une superposition de déformations dans les différents domaines structuraux distingués.

* Globalement, on passe d'un étirement subvertical, contenu dans un plan de schistosité subvertical, d'orientation WSW-ENE dans l'orthogneiss du Mont Blanc (déformation profonde du socle relative à l'histoire des chevauchements crustaux) à un étirement subhorizontal, contenu dans un plan de schistosité subhorizontal dans la nappe du Mont Joly (déformation superficielle d'une nappe de couverture).

Il semble que cette différence globale dans la géométrie de l'architecture finie qui oppose ces deux domaines extrêmes du secteur étudié, se conserve depuis les stades précoces jusqu'aux stades tardifs de la déformation.

- A la schistosité principale WSW-ENE subverticale de l'orthogneiss du Mont Blanc, se superpose un plan d'aplatissement tardif toujours vertical, mais de direction N-S, tandis que la seconde schistosité de la nappe du Mont Joly, reste subhorizontale ou légèrement plus pentée vers l'E ou le SE que la schistosité initiale.

Dans les stades précoces et tardifs de la déformation, la linéation d'étirement reste subverticale dans l'orthogneiss du Mont Blanc. Elle reste proche de l'horizontale dans la nappe du Mont Joly tout en changeant de direction depuis une orientation initiale NNW-SSE à une orientation finale EW.

* Le passage de l'un à l'autre de ces deux domaines (socle profond et interne dans l'orthogneiss du Mont Blanc, couverture externe et superficielle de la nappe du Mont Joly) est assuré par un ensemble structural intermédiaire mettant en jeu à la fois le socle et la couverture mésozoïque. Il s'agit:

- d'une part du couloir décrochevauchant dextre de Chamonix, d'orientation NE-SW et à pendage SE, ainsi que son prolongement vers le SW par l'accident médian;

- d'autre part, des structures subverticales subméridiennes localement associées à un jeu décrochant senestre de direction NS, de l'ensemble Aiguilles Rouges - Belledonne.

- Vis-à-vis de la superposition des déformations, le couloir de

Chamonix correspond à la transformation d'un chevauchement, voire d'un décrochement senestre dirigé initialement vers le NNW ou le NW en un décrochement dextre tardif. Cette transformation s'accompagne d'une verticalisation locale des structures suivant la direction NE-SW, comme par exemple au niveau du contact chevauchant du Mont Blanc sur la couverture mésozoïque.

Au contraire, le domaine Aiguilles Rouges - Belledonne se particularise par des structures initiales subhorizontales à l'interface socle-couverture, qui se verticalisent en profondeur suivant une direction subméridienne. Elles sont respectivement associées à un déplacement tangentiel dirigé du Sud vers le Nord et à un jeu décrochant senestre de direction NS.

Les stades tardifs de la déformation voient le développement de structures très diverses qui, généralement, combinent un aplatissement vertical subméridien en relation avec un raccourcissement tardif de direction EW et un cisaillement tangentiel dirigé vers l'W.

Dans l'organisation structurale actuelle, la nappe du Mont Joly s'enracine au niveau des pincées sédimentaires de ces deux domaines de transition.

Dès lors, le changement de direction du transport de la nappe du Mont Joly peut être en partie relié à celui des serrages et des charriages depuis une direction initiale NS à NW-SE jusqu'à une direction finale EW, enregistrés au niveau des deux domaines de transition que sont le couloir de Chamonix et l'ensemble Aiguilles Rouges - Belledonne.

* D'une façon générale, l'ordre d'apparition des structures et des déformations dans les différents secteurs étudiés reflète une évolution structurale propre à chacune des trois principales orientations du plan de schistosité:

- direction NE-SW, pendage SE,
- direction NS, pendage subvertical,
- subhorizontale .

Ces trois orientations se combinent à différentes échelles dans l'architecture actuelle de la région:

- à l'échelle régionale (les trois grands domaines structuraux distingués);
- à l'échelle locale (écailles du rameau interne de Belledonne);
- plus rarement, à l'échelle de l'affleurement.

Ces trois plans principaux constituent le motif structural unitaire de la région. Déjà initiés au cours des stades précoces, ils semblent avoir guidé les étapes ultérieures de la déformation (fig. 16a).

Sur la base de ces données concernant simplement les différentes orientations de la schistosité et de la linéation d'étirement (plus sens du glissement), respectivement associées aux stades précoces puis tardifs de la déformation, on peut illustrer de façon très schématique la chronologie des déformations superposées observées sur l'ensemble de la région étudiée (fig. 16b).

Mais cette chronologie ne peut être qu'approximative du fait de la difficulté qu'il y a à synchroniser les différentes étapes de la déformation pour chacun des domaines distingués.

Toutefois, les secteurs des Monts Lachat et Vorassay, ainsi que l'extrémité méridionale du Mont Blanc (col du Bonhomme) permettent de distin-

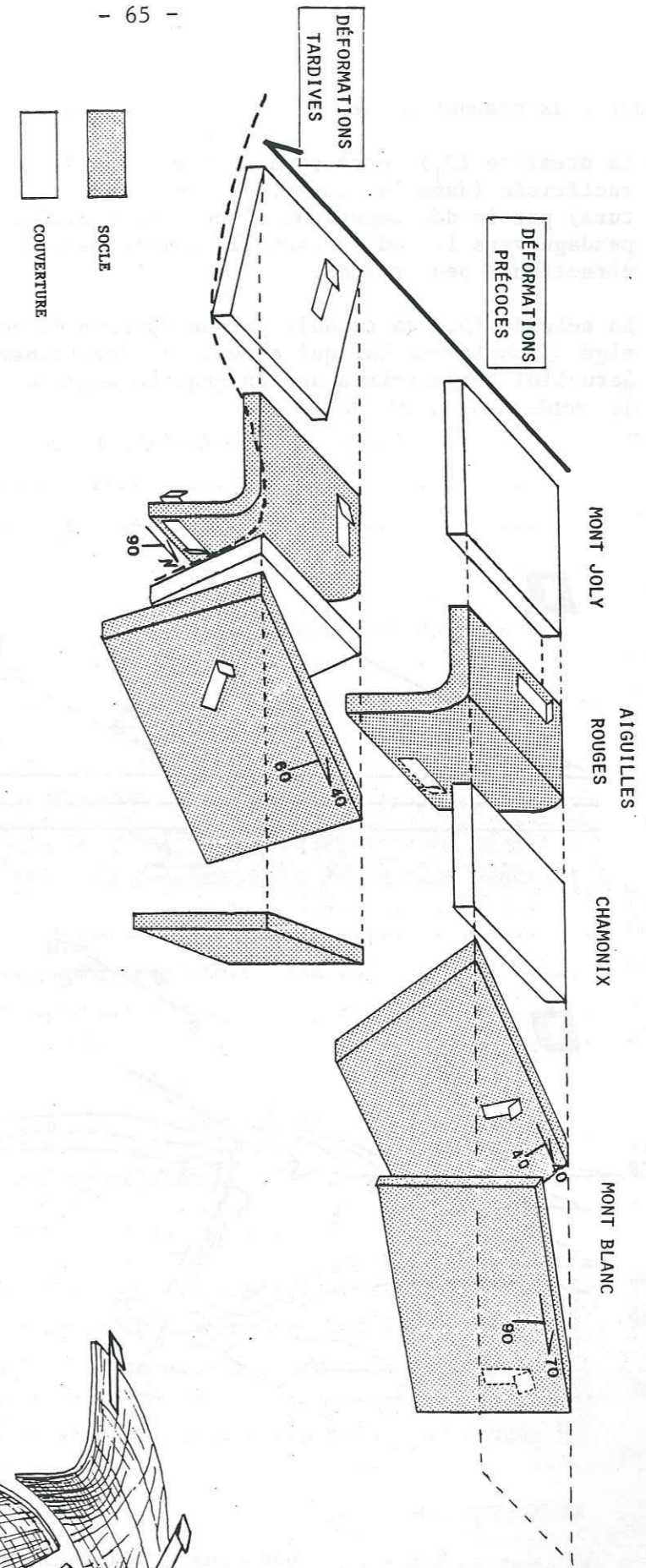


Fig. 16b : Illustration schématique des déformations précoces et tardives (schistosités + linéations d'étirement-glissement) enregistrées sur l'ensemble du secteur étudié.

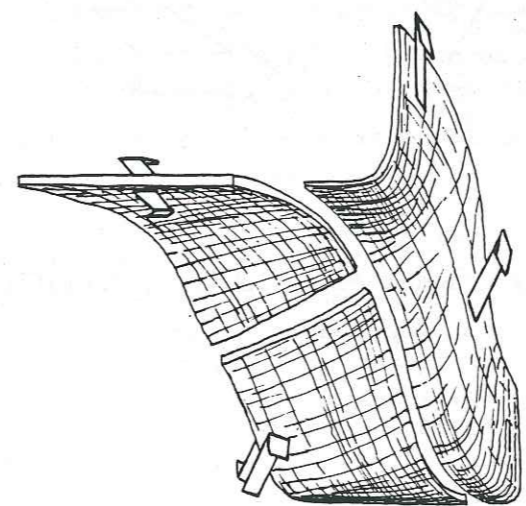


Fig. 16a : Motif structural de l'architecture finie de la région.

guer deux grandes étapes D_1 et D_2 de la déformation (fig.17) :

- La première (D_1) correspond à un épisode de déformation tangentielle, caractérisée (dans la couverture, mais également à l'interface socle-couverture) par le développement d'une schistosité subhorizontale (ou à faible pendage vers le Sud) à laquelle semble associé un étirement spécifique de direction à peu près NS.
- La seconde (D_2) se traduit par un épisode de compression horizontale dirigé globalement EW, qui aboutit au développement de la structure finie actuelle: trajectoires de schistosité régionale (carte des trajectoires de schistosité, Pl. n° II).

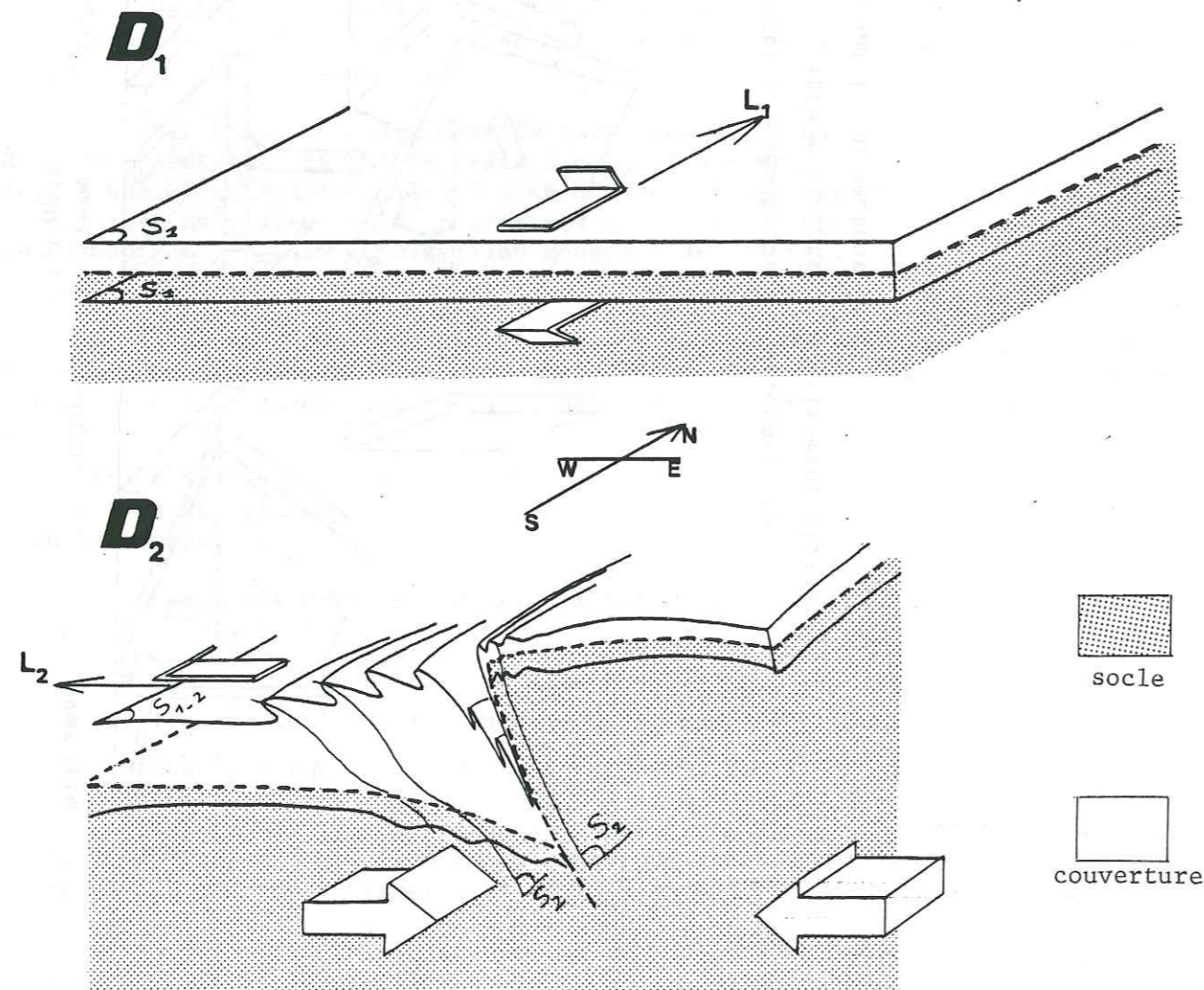


Fig . 17 : Les deux grandes étapes de la déformation régionale

IV. ANALYSE DE LA DÉFORMATION	69
1. MISE EN EVIDENCE DE LA DEFORMATION ALPINE DU SOCLE	69
1.1. Le contact socle-couverture	70
1.2. Les trajectoires de schistosité	72
a) En coupe	73
b) En carte	73
1.3. Les déformations superposées dans le socle et dans la couverture	73
1.4. Conclusions	75
2. LA DEFORMATION FINIE	77
2.1. La carte de la déformation	77
2.2. Les gradients de la déformation	79
a) L'hétérogénéité de la déformation à toutes les échelles au niveau du socle	79
b) Les gradients régionaux	80
2.3. La forme de l'ellipsoïde de déformation	83
a) Sa détermination quantitative	83
b) Son approche qualitative	83
2.4. Les régimes de la déformation	87
a) Les variations du régime de la déformation en relation avec la déformation finie à l'échelle régionale (D_2) ...	87
b) La déformation tangentielle précoce (D_1)	94
3. LA DEFORMATION INCREMENTALE: MISE EN EVIDENCE D'UNE ROTATION REGIONALE ANTIHORAIRE DE L'ETIREMENT PRINCIPAL AU COURS DE LA DEFORMATION	96
3.1. La déformation tangentielle (Nappe de Mont Joly)	96
3.2. La déformation décrochevauchante (couloir de Chamonix + bordure occidentale du Mont Blanc)	98
3.3. L'aplatissement rotationnel du Domaine Aiguilles Rouges - Belledonne interne	101
4. LES MECANISMES DE LA DEFORMATION ET LES CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION.....	103
4.1. Les principaux types de mécanismes dans le socle et dans la couverture	105
4.2. Les variations des mécanismes de la déformation à l'échelle régionale	105
4.3. Le contexte métamorphique régional	109
5. CONCLUSIONS	110

IV - ANALYSE DE LA DÉFORMATION.

La reconstitution de l'histoire de la déformation alpine dans ce secteur des Alpes, passe par une analyse préalable de la déformation interne des matériaux

- * dans son état fini:
 - . ellipsoïde de la déformation,
 - . régime de la déformation;
- * dans son évolution au cours du temps:
 - . déformation incrémentale,
 - . mécanisme de la déformation et conditions physiques qui ont contrôlé le développement de la déformation.

Dans l'hypothèse où l'on a affaire à une même déformation alpine pour tout le secteur étudié, les résultats de cette analyse doivent pouvoir rendre compte de l'ensemble des structures et des déformations observées, depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à l'échelle régionale.

Il est donc indispensable de préciser dans quelles mesures il est possible d'associer la totalité des structures observées au niveau du socle, à la même déformation alpine que celles de la couverture mésozoïque.

1. MISE EN EVIDENCE DE LA DEFORMATION ALPINE DU SOCLE.

L'ensemble des données microstructurales montre l'existence d'une déformation pénétrative à la fois dans la couverture mésozoïque et dans les massifs de socle.

Mais, la structuration initiale des matériaux du socle au cours de l'orogénèse hercynienne, pose le problème de la part qu'il faut attribuer à cette ancienne déformation parmi l'ensemble des structures observables actuellement.

Les études pétrologiques et structurales réalisées au niveau des massifs de Belledonne (Bordet, 1963; Oulianoff, 1965; Carme, 1971) du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (Bellière, 1980; Von Raumer, 1984), concluent à l'âge hercynien de la majeure partie de la déformation du socle. Elles n'attribuent à la déformation alpine, qu'un caractère toujours très local, limité au développement d'étroits couloirs mylonitiques.

Or, les travaux réalisés dans le massif cristallin de l'Aar (Steck, 1968; Choukroune et Gapais, 1983), mettent en évidence une importante orthogneissification alpine du matériel granitique tardi-hercynien, résultant d'une déformation ductile à l'échelle régionale.

Dans la région étudiée, si l'orthogneiss du Mont Blanc, développé aux dépens d'un granite daté fini-hercynien (Bagio, *et al.*, 1967) peut également constituer un marqueur spécifique de la déformation alpine, il n'en va pas de même pour l'encaissant métamorphique du granite qui constitue la majeure partie du socle étudié.

Dès lors, seule l'étude de la relation structurale entre le socle et la couverture permet de savoir dans quelles mesures il est possible de relier génétiquement cette déformation du socle, à la déformation alpine de la couverture.

Elle peut nous renseigner, également, sur le comportement relatif d'un ensemble par rapport à l'autre, au cours de cette déformation alpine.

Cette étude consiste à comparer la déformation du socle avec celle de la couverture. On a vu que les structures observées dans le socle comme dans le Mésozoïque, sont généralement le résultat d'une superposition de déformations dont les caractéristiques diffèrent selon les secteurs.

Dès lors, la relation structurale entre le socle et la couverture peut être étudiée sur deux plans distincts:

- * On peut comparer les deux grands ensembles lithologiques par rapport à l'état fini de leur déformation (orientation du plan de schistosité et de la linéation d'étirement)
 - soit ponctuellement au niveau du contact socle-couverture,
 - soit à plus grande échelle d'après la construction des trajectoires de schistosité (en coupe et en carte).
- * On peut également les comparer vis-à-vis des caractéristiques de leur superposition de déformations, c'est-à-dire l'histoire respective de leur déformation.

1.1. Le contact socle-couverture. (fig. 18)

* On peut observer deux types de contacts: les contacts stratigraphiques et les contacts tectoniques.

- Les contacts stratigraphiques assurent généralement le passage continu des mylonites du socle aux premières couches du Trias inférieur. Le passage se fait par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique aux environs de St. Nicolas de Véroce ou d'une zone rubéfiée dans le secteur de Vandagne.

- Les contacts tectoniques séparent le socle ou le Trias inférieur, du Lias décollé. Généralement, ils font intervenir la couche de cargneules qui marquent une interruption dans l'observation du plan de schistosité. Plus localement, ils correspondent à la juxtaposition mécanique du Lias avec le socle sans l'intermédiaire des cargneules.

* A cette échelle de l'affleurement, la relation structurale socle-couverture est caractérisée par l'angle que forme le plan de schistosité avec le contact socle-couverture.

- On peut distinguer les secteurs où la schistosité recoupe le contact qui apparaît alors comme un plan déformé passivement, et ceux où la schistosité se parallélise au contact qui constitue de ce fait, le plan de

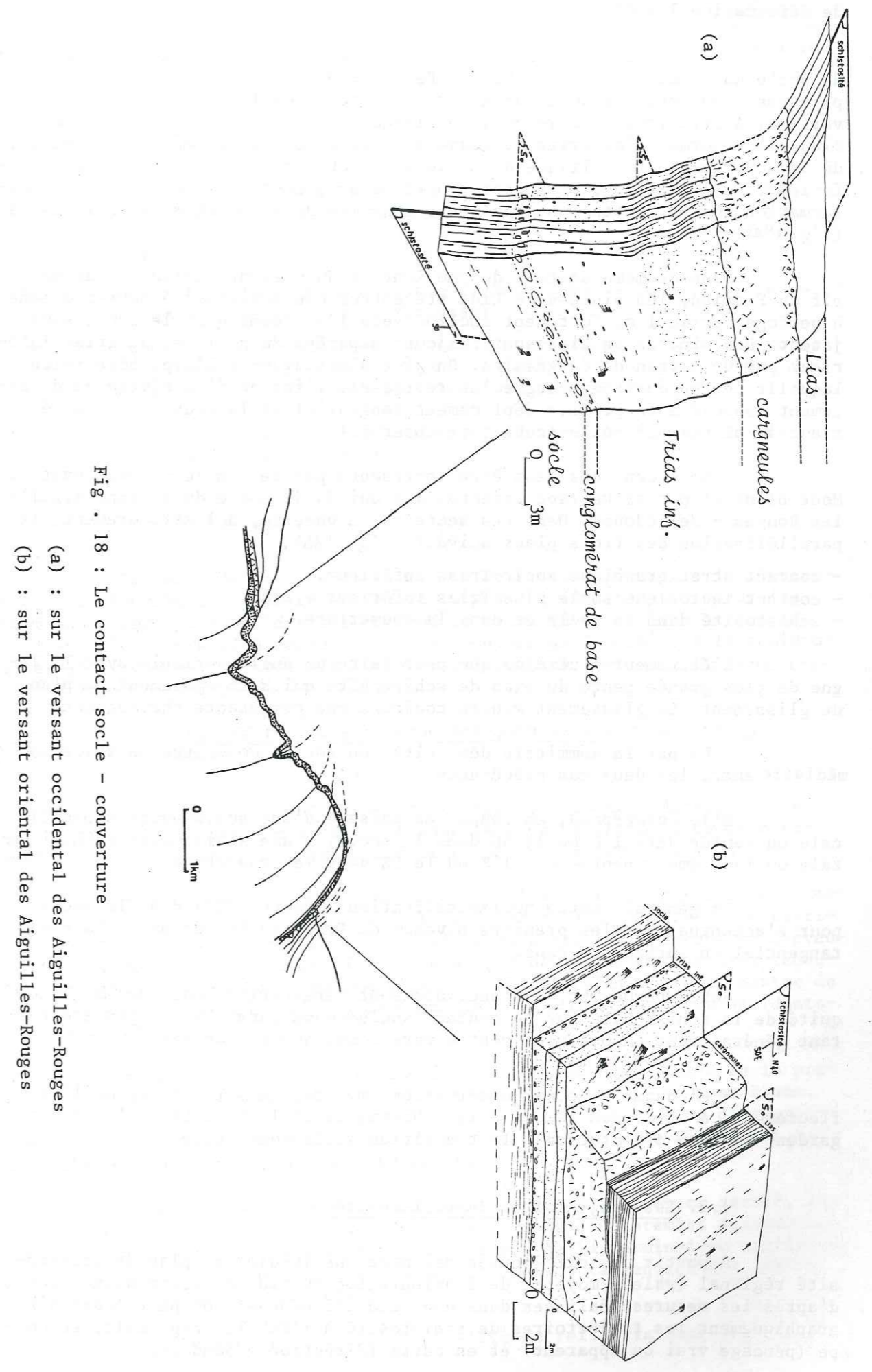


Fig. 18 : Le contact socle - couverture

(a) : sur le versant occidental des Aiguilles-Rouges
(b) : sur le versant oriental des Aiguilles-Rouges

de déformation lui-même.

. Le premier cas est illustré par le versant occidental des unités de socle du domaine Aiguilles Rouges-Belledonne où l'on peut assimiler le plissement des couches du Trias inférieur à celui de l'interface socle-couverture. A St. Nicolas de Véroce, au niveau des unités du Bon Nant, un affleurement permet d'observer le passage continu, en direction et en pendage, de la schistosité mylonitique du socle à la schistosité des grès du Trias inférieur. La linéation d'étirement minéralogique, contenu dans ce plan de déformation commun, reste subhorizontale dans les deux ensembles lithologiques (fig. 18a).

Dans ce même secteur du Bon Nant et du versant occidental du massif du Prarion, les pincées de Lias présentent une schistosité subméridienne, à pendage vertical ou fortement incliné vers l'E, comme dans le socle sous-jacent. Les pincées de Lias sont toujours séparées du socle et du Trias inférieur par un niveau de cargneules. On peut alors avancer l'hypothèse selon laquelle cette couche de cargneules représente l'indice d'un niveau de décollement associé à un premier déplacement tangentiel de la couverture, antérieur au plissement socle-couverture observé.

. Le second cas peut être représenté par le contact chevauchant du Mont Blanc et par le versant oriental des unités de socle du domaine Aiguilles Rouges - Belledonne. Dans ces secteurs on observe, à l'affleurement, la parallélisation des trois plans suivants (fig. 18b):

- contact stratigraphique socle-Trias inférieur,
- contact tectonique socle plus Trias inférieur - Lias,
- schistosité dans le socle et dans la couverture.

L'étirement minéralogique peut faire un angle variable avec la ligne de plus grande pente du plan de schistosité qui sert également de plan de glissement. Le glissement montre toujours une composante chevauchante.

. La partie sommitale des unités de socle, constitue un stade intermédiaire entre les deux cas précédents.

Elle correspond, en coupe, au passage d'une schistosité subverticale ou pentée vers l'E ou le SE dans le socle, à une schistosité subhorizontale ou faiblement pentée vers l'E ou le SE dans la couverture.

En général, cette horizontalisation s'amorce déjà dans le socle pour s'accroître dès les premiers niveaux du Trias inférieur par glissement tangentiel en surface de banc.

Schématiquement, ces secteurs sont caractérisés par une faible obliquité de la schistosité sur le contact socle-couverture, la schistosité restant généralement un peu plus pentée vers l'Est que le contact.

* L'ensemble de ces observations montre, qu'à l'échelle de l'affleurement, d'une façon générale, la schistosité et la linéation d'étirement gardent la même orientation à la transition socle-couverture.

1.2. Les trajectoires de schistosité.

A partir des différentes orientations locales du plan de schistosité régional (valeur moyenne de l'orientation du plan de schistosité établie d'après les mesures réalisées dans une localité donnée), on peut construire graphiquement les trajectoires de schistosité à l'échelle régionale, en coupe (pendage vrai ou apparent) et en carte (direction + pendage).

Il est alors possible, en comparant la coupe et la carte de trajectoires de schistosité avec la coupe et la carte géologique (tracé du contact socle-couverture) de rendre compte à l'échelle régionale de la relation structurale qui existe entre le socle et la couverture.

a) En coupe:

On a choisi la coupe n° 7 (Pl. h.t. III) car elle fait apparaître une partie des trois grands domaines structuraux distingués (fig. 19).

Elle montre le passage continu

- de la schistosité à pendage SE du socle du Mont Blanc à la couverture située à son contact immédiat (Mont Vorassay),
- de la schistosité subverticale ou fortement pentée vers l'E dans le socle des Aiguilles Rouges (unités du Bon Nant) à celle, subhorizontale ou faiblement pentée vers l'E, à la base de la couverture mésozoïque.

Cette horizontalisation s'amorce généralement au niveau de la partie sommitale des unités de socle.

b) En carte:

La carte des trajectoires de schistosité, à l'échelle de l'ensemble du secteur étudié, montre également le passage continu et sinueux (en forme de grand S), dans le socle et dans la couverture, de la schistosité d'orientation NE-SW et à pendage SE (type couloir de Chamonix) à la schistosité subméridienne subverticale (type couloir du Bon Nant) (cf. carte des trajectoires de schistosité, Pl. n° II).

1.3. Les déformations superposées dans le socle et dans la couverture.

L'analyse structurale met en évidence, à la fois dans la couverture mésozoïque et dans le socle, l'existence d'une superposition de déformations dont les caractéristiques diffèrent selon les secteurs (fig. 20).

* Au niveau du couloir de Chamonix, les terrains mésozoïques, comme la bordure mylonitique nord-occidentale du Mont Blanc montrent une reprise des structures associées à la déformation majeure, accompagnant un chevauchement du Mont Blanc vers le NW ou le NNW par des déformations plus récentes qui traduisent un fonctionnement tardif, en décrochevauchement dextre de l'ensemble: couloir sédimentaire de Chamonix + bordure mylonitique occidentale du Mont Blanc.

* Plus au Sud, on peut associer la déformation tardive de la première schistosité subhorizontale de l'extrémité méridionale du Mont Blanc, par la seconde schistosité subverticale de direction NNE-SSW, au développement de la schistosité de crénulation plan axial des plis du Mésozoïque des Aiguilles de la Pennaz et du Mont Vorassay.

Cette seconde déformation traduit un raccourcissement tardif, régional, suivant une direction EW à NW-SE, succédant à un premier épisode majeur (schistosité subhorizontale) qui, au niveau de la terminaison méridionale du Mont Blanc, peut être associé à un déplacement tangentiel des parties hautes de l'édifice, du Sud vers le Nord.

* De la même façon, il est possible de relier la superposition

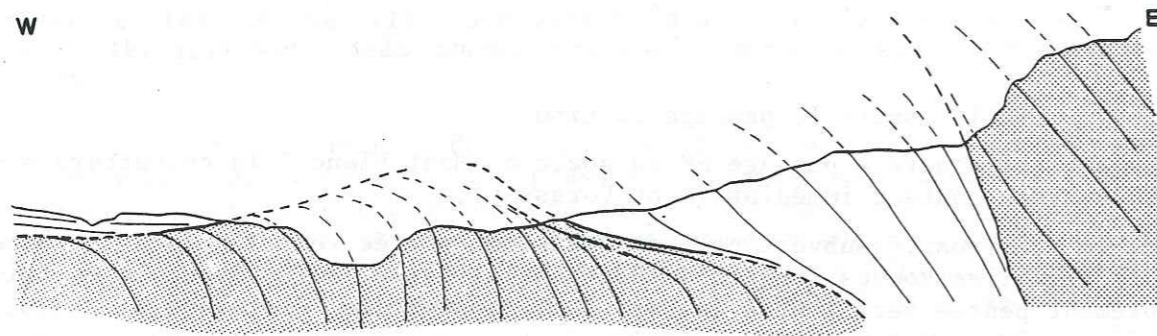


Fig . 19 : Coupe des trajectoires de schistosité, depuis le socle du Mont-Blanc jusqu'à la nappe du Mont-Joly.

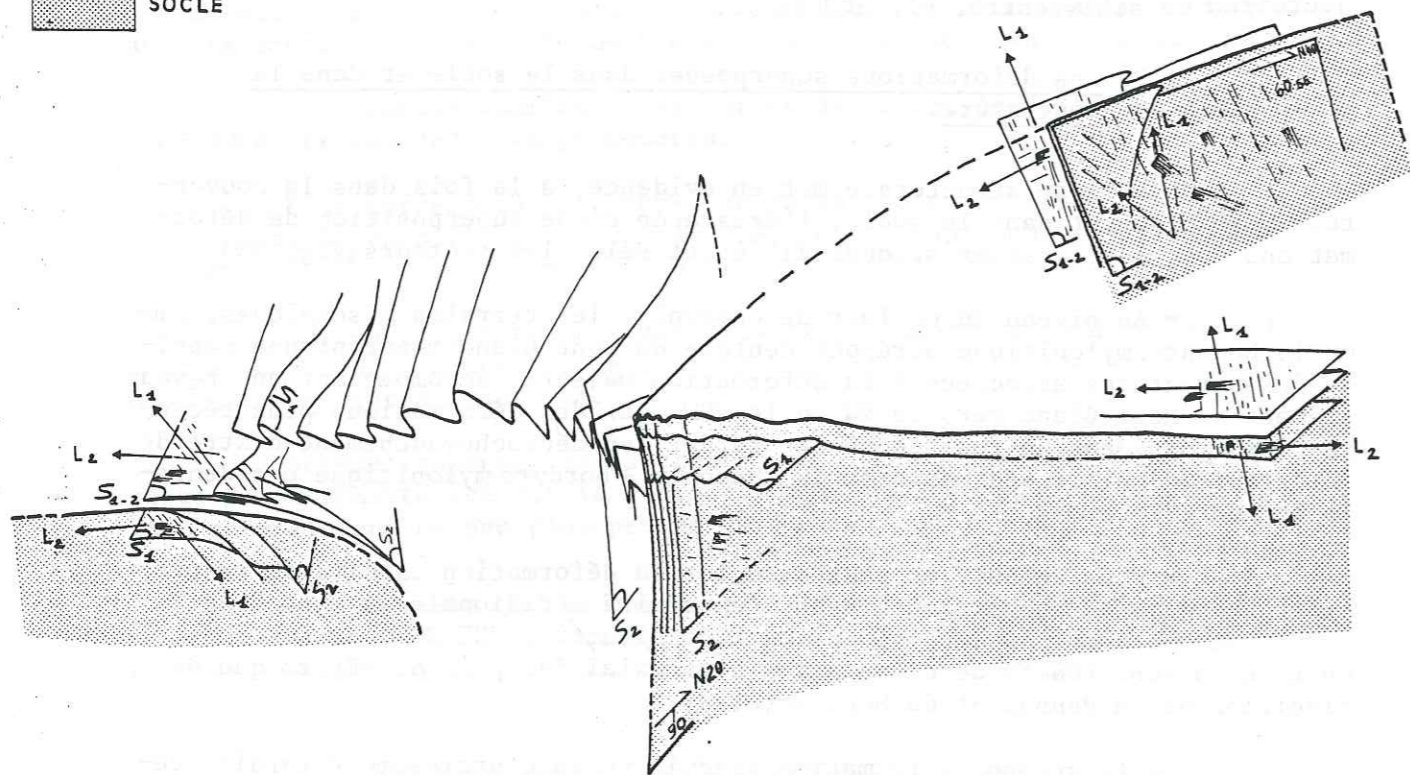
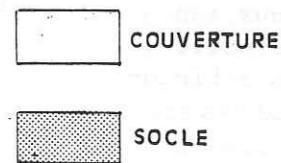


Fig . 20 : Relation entre les déformations superposées du socle et celles de la couverture mésozoïque.

des déformations dans la nappe du Mont Joly, à celles observables dans le socle situé immédiatement sous le contact de base de la nappe.

Au développement de la schistosité de crénulations dans le Lias, on peut rattacher celui des plans tardifs, à pendage Est, qui recoupent la schistosité subhorizontale initiale dans le cristallin sous-jacent.

Dans le socle, comme dans la nappe, ce premier plan de déformation subhorizontal est réutilisé dans un glissement tardif dirigé vers l'W qui se superpose à une première linéation d'étirement orientée NNW-SSE. On peut établir un lien entre cette première linéation et l'étirement initial subhorizontal subméridien de l'extrémité méridionale du Mont Blanc, en l'associant, ici aussi, à un premier épisode majeur de la déformation, accompagnant un déplacement tangentiel du S vers le N, ou du SSE vers le NNW, des parties hautes de l'édifice structural.

* Le domaine Aiguilles Rouges - Belledonne montre également, dans les secteurs voisins de l'interface socle-couverture, le même changement de direction du glissement, le long des plans de schistosité subhorizontaux dans le socle cristallin (p.52), comme dans le Trias inférieur (p.58).

Enfin, dans les secteurs où la schistosité est plus fortement pentée vers l'Est, voire subverticale, on peut signaler la coexistence, dans le socle comme dans le Trias inférieur, des bandes de cisaillement conjuguées qui recoupent la schistosité initiale subméridienne, traduisant un raccourcissement final horizontal de direction EW.

1.4. Conclusions.

L'étude de la relation structurale socle-couverture, à l'échelle de l'affleurement comme à l'échelle régionale, montre le passage continu en pendage et en direction de la schistosité du socle à celle de la couverture.

Cette identité de la déformation entre les deux grands ensembles lithologiques, telle qu'elle apparaît dans son état fini, est renforcée par les analogies qui existent entre les déformations superposées observées dans le socle et dans la couverture, et qui témoignent d'une évolution structurale en partie commune pour les deux ensembles.

Ces données permettent de conclure que la structure de la région est le résultat d'une même déformation alpine, dans le socle et dans la couverture.

Au niveau du socle, l'absence de distinction marquée à l'échelle régionale entre déformation hercynienne ou ante-alpine et déformation alpine, peut s'expliquer en partie:

- soit par une réorientation de l'ancienne foliation dans la schistosité alpine,
- soit par une réutilisation de l'ancien plan de foliation au cours de la déformation alpine.

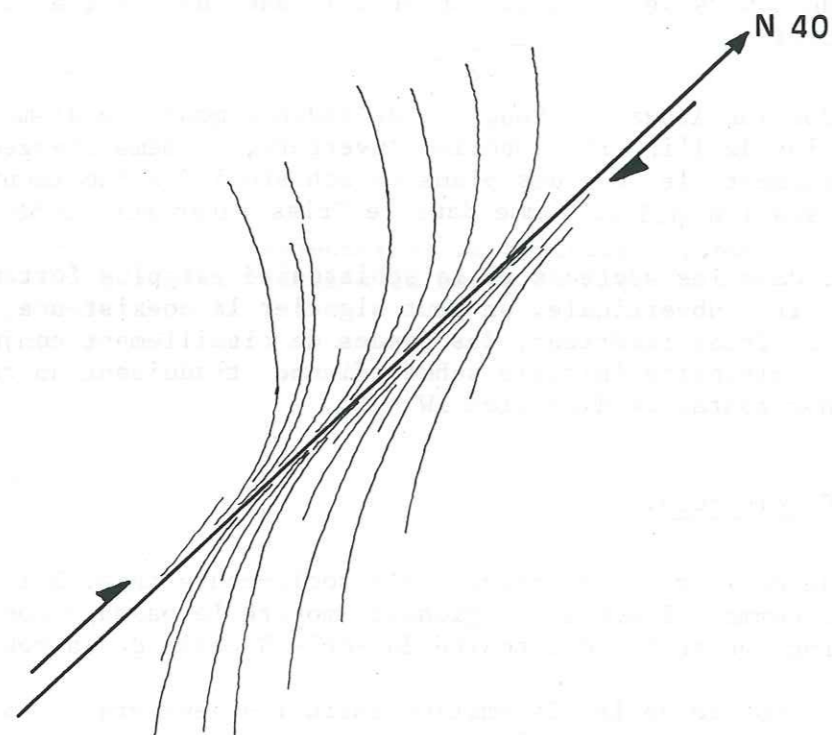


Fig . 21 : Inflexion régionale des trajectoires de schistosité au niveau du couloir de Chamonix, compatible avec le fonctionnement d'une zone de cisaillement ductile de sens dextre .

2. LA DEFORMATION FINIE.

2.1. La carte de la déformation: carte des trajectoires de la schistosité et de la linéation d'étirement. (Pl.II)

En tout point du secteur étudié, l'état fini de la déformation peut être idéalement représenté par l'ellipsoïde de la déformation.

Sur le terrain, l'orientation des axes principaux ($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$) (Truesdell, Toupin, 1980) de l'ellipsoïde est directement donnée par celles du plan de schistosité (λ_1, λ_2) et celle de la linéation d'étirement qu'il contient (λ_1).

Dès lors, la carte de la déformation apporte une information partielle sur la position de l'ellipsoïde de la déformation dans les différents points du secteur étudié.

Elle constitue donc un document important qui illustre la géométrie de la déformation finie à l'échelle régionale. Elle peut être utilisée comme l'outil de base de l'analyse de la déformation, en raison des renseignements qu'elle fournit d'emblée, ainsi que des différentes hypothèses qu'elle permet d'avancer.

La carte permet de mettre en évidence une partie de l'histoire de la déformation, à partir des différents points suivants:

- on vient de voir qu'elle permet de conclure à la déformation alpine du socle (p. 75);
- l'inflexion régionale des trajectoires de schistosité suivant la direction NE-SW, ainsi que la tendance locale à l'horizontalisation de la linéation d'étirement au niveau du couloir de Chamonix (fig. 21), sont compatibles avec le fonctionnement d'une zone de cisaillement décrochante dextre (cf. Ramsay et Graham, 1970);
- La progressivité du passage depuis cette direction NE-SW à la direction NS (Aiguilles Rouges - Belledonne interne) traduit le caractère ductile de la déformation à l'échelle régionale;
- l'angle trop important (parfois supérieur à 45°) entre ces deux principales directions régionales du plan de schistosité ne permet pas d'associer la schistosité subméridienne (type Aiguilles Rouges) au fonctionnement d'une simple zone de cisaillement dextre au niveau du couloir de Chamonix.

Le décrochement dextre apparaît au contraire comme un événement tardif dans l'histoire de la déformation régionale, postérieur à la schistosité subméridienne associée à une compression régionale de direction EW; on est alors amené à invoquer un changement d'orientation des axes principaux de la déformation au cours de la déformation en relation avec un changement de direction des contraintes aux limites du secteur étudié.

A partir de ces données, relatives à l'existence d'une zone de cisaillement dextre, majeure à l'échelle régionale, on peut avancer les hypothèses suivantes:

- sur l'intensité de la déformation, avec l'existence probable d'un gradient régional positif de la déformation dirigé vers le couloir de Chamonix;
- sur la forme de l'ellipsoïde de la déformation qui doit se caractériser par une évolution vers la déformation plane à l'approche de la zone de cisaillement;
- sur le régime de la déformation avec l'existence probable d'une déformation fortement non coaxiale au niveau du couloir cisailant.

Photo. 6 : Le découpage des aiguilles de Chamonix, reflet d'une déformation ductile et hétérogène du granite du Mont-Blanc.

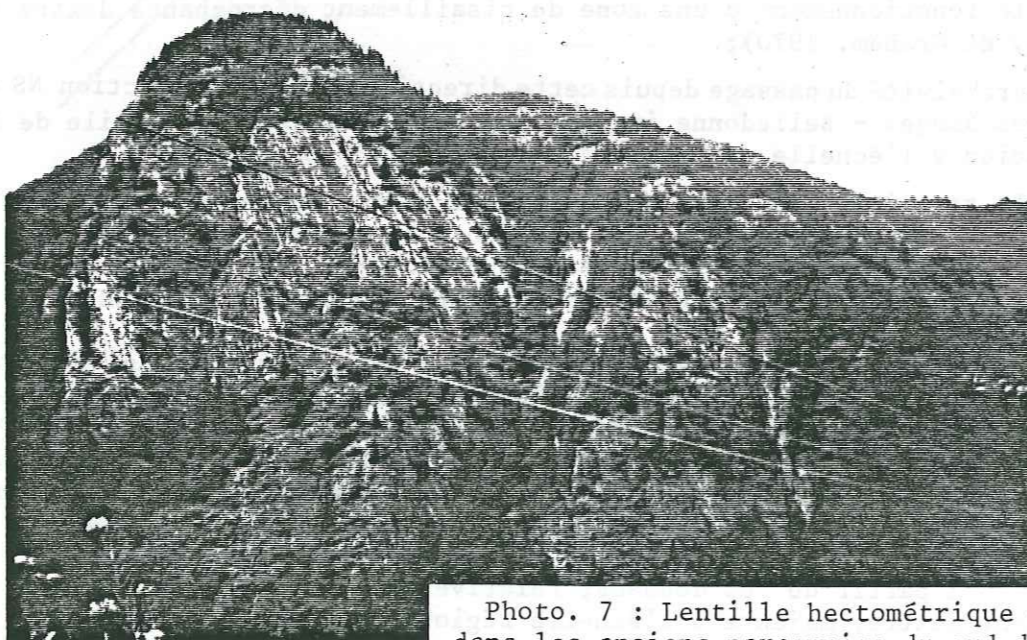
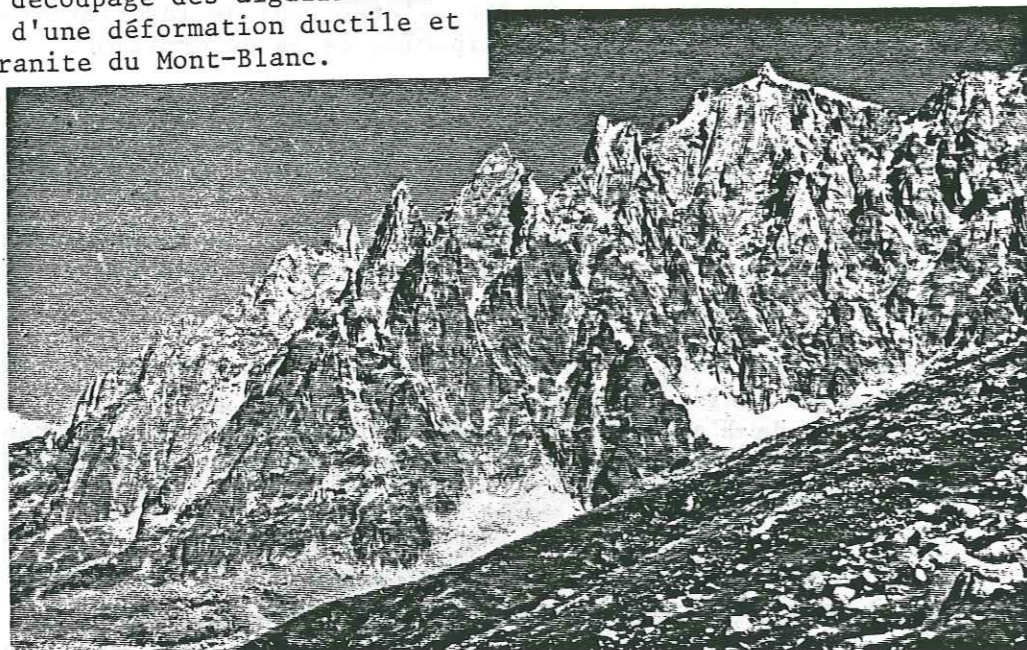


Photo. 7 : Lentille hectométrique développée dans les anciens paragneiss du sud des Aiguilles Rouges (couloir du Bon Nant).

Dans l'analyse détaillée qui suit, on cherchera à vérifier chacune de ces hypothèses relatives aux variations des caractéristiques de la déformation dans son état fini, mais également au cours du temps, pendant la déformation.

2.2. Les gradients de la déformation.

D'un point de vue pratique, au niveau de l'étude de terrain, se sont les variations de l'intensité de la déformation qui sont le plus immédiatement perceptibles.

Ces variations peuvent être mises en évidence à différentes échelles de l'observation. Elles soulignent le caractère hétérogène de la déformation à toutes les échelles et en particulier au niveau du socle.

Cette hétérogénéité est à mettre en relation avec deux types de facteurs:

- les facteurs externes à la déformation qui sont introduits par l'hétérogénéité lithologique initiale (matériaux de rhéologie différente);
- les facteurs propres à la déformation qui est non homogène pour un type de matériel donné.

a) L'hétérogénéité de la déformation à toutes les échelles au niveau du socle.

- Dans les orthogneiss:

Mis à part l'ancien granite du Tour qui paraît avoir subi une mylonitisation dans son ensemble (p. 17), les autres massifs orthogneissiques résultant de la déformation d'un matériel granitique initialement isotrope, constituent une bonne illustration des variations de l'intensité de la déformation à toutes les échelles:

- A l'échelle de l'affleurement:

Au niveau du granite orthogneissifié du Mont Blanc, on a vu que ces variations s'organisent à l'échelle de lentilles métriques à décimétriques qui montrent le passage plus ou moins progressif, depuis leur partie centrale jusqu'à leur bordure, du granite plus ou moins déformé ou orthogneissifié à des mylonites, voire des ultramylonites (p. 34).

- A l'échelle du secteur local:

Elle est représentée dans le paysage par l'alignement des premières aiguilles qui surplombent la ville de Chamonix (Aiguilles du Peigne, Aiguilles des Pèlerins, Aiguilles des Deux Aigles)(photo 6).

Ces aiguilles constituent la terminaison effilée d'unités lenticulaires massives, de dimension hectométrique, juxtaposées les unes aux autres, et limitées entre elles par des couloirs où la roche montre un clivage vertical ou fortement penté vers le Sud ou le Sud-Est (cf. coupe n° 1).

- A l'échelle du massif:

Le rapport BRGM (percée du tunnel du Mont-Blanc) fait également

état de l'alternance irrégulière du granite isotrope, du granite orthogneissifié et des termes mylonitiques avec toutefois une importance croissante des orthogneiss et des mylonites depuis la bordure occidentale du massif jusque dans sa partie centrale.

Ces données font apparaître la non-homogénéité de la déformation à l'échelle du massif, cette fois, qui peut être reliée avec l'existence d'un gradient positif de la déformation dirigé depuis la bordure nord-ouest du massif orthogneissique vers sa partie centrale.

- Dans les anciens paragneiss.

Comme dans les anciens granites, l'hétérogénéité de la déformation peut être définie à plusieurs échelles de l'observation:

- A l'échelle de l'affleurement:

De fortes variations locales (métriques à décimétriques) de l'intensité de la déformation, assurent le passage progressif entre des secteurs où l'ancienne foliation métamorphique est encore préservée et des secteurs mylonitisés.

Les gradients locaux peuvent être facilement mis en évidence lorsque l'orientation de l'ancienne foliation métamorphique est nettement sécante sur celle de la déformation mylonitique alpine. C'est le cas pour les affleurements de l'hôtel de Tré-la-Tête dans le Mont Blanc (p. 41), ou celui du col des Montets dans les Aiguilles Rouges.

Ils sont plus difficiles à établir dans certains autres secteurs, comme au niveau du Brévent dans les Aiguilles Rouges. Là, les gneiss mylonitiques passent de façon assez brutale, suivant la même direction (Nord Sud à N 350) et le même pendage (subvertical) du plan de schistosité, aux gneiss métamorphiques, au sein desquels la déformation mylonitique se limite à d'étroites bandes de cisaillement, parallèles à la direction et au pendage de la schistosité régionale.

- A l'échelle du secteur local:

Comme dans l'orthogneiss du Mont Blanc, le secteur de la Tête du Chêne entre Bionnay et Bionassay (écaïlles du Bon Nant), permet d'observer l'individualisation de masses lenticulaires de dimension hectométrique, dont les bordures, soulignées dans la topographie par d'étroits ravins, sont marquées à l'affleurement par une intense mylonitisation, voire l'ultramylonitisation, du matériel préexistant (photo 7).

b) Les gradients régionaux.

La forte hétérogénéité lithologique et la rareté des marqueurs dimensionnés facilement mesurables n'ont pas permis d'entreprendre une étude quantitative de la déformation finie et, en particulier, de l'intensité de la déformation, pour l'ensemble de la région.

Toutefois, sur la base d'une estimation purement qualitative du degré de déformation, il a été possible de définir deux domaines caractérisés par une forte augmentation de l'intensité de la déformation.

Il s'agit:

- de la bordure mylonitique nord occidentale du Massif du Mont Blanc et du couloir sédimentaire de Chamonix depuis le secteur du col de Balme au NE,

jusqu'aux environs du col du Joly, au SW;

- de la base de la couverture mésozoïque décollée et déplacée en nappe vers l'extérieur de la chaîne, depuis les secteurs proches de sa zone d'expulsion à l'avant du Mont Blanc (Monts Lachat et Vorassay + Aiguilles de la Pennaz) jusqu'à la nappe du Mont Joly.

Dans ces deux domaines, l'accentuation de l'intensité de la déformation est basée sur les arguments suivants:

- Le couloir de Chamonix et la bordure occidentale du Mont Blanc:

- La couverture liasique allochtone.

On a vu (p. 30) au niveau des Monts Lachat et Vorassay que la schistosité régionale constitue en réalité un second plan d'aplatissement associé à un plissement tardif qui reprend une première schistosité subhorizontale.

Les caractéristiques de cette seconde déformation varient de façon progressive à mesure qu'on s'approche du contact chevauchant du Mont Blanc.

En même temps qu'un changement de direction de la schistosité régionale depuis une direction NS à une direction NE-SW au contact du cristallin, on peut mettre en évidence:

- une accentuation progressive du plissement depuis une expression très fruste au niveau de Roche Noire (p. 30) jusqu'au développement de plis très serrés, presque isoclinaux, à proximité du contact;
- corrélativement à l'accentuation du plissement, un caractère pénétratif de plus en plus marqué de la seconde schistosité qui, au niveau du contact, transpose complètement la schistosité initiale.

- Le Trias autochtone.

On peut établir un parallèle entre les variations observées dans son plissement avec celles du plissement du Lias des Monts Lachat et Vorassay.

Aux plis en genoux, de type concentrique, peu nombreux, très ouverts du versant occidental du massif du Prarion, s'opposent les plis semblables, nombreux, très serrés du versant occidental des écaïlles du rameau interne de Belledonne, dont le jeu décrochevauchant dextre en fait des ramifications du couloir de Chamonix (p. 59).

On peut également souligner la présence locale, comme au col du Tricot, des grès du Trias inférieur directement en contact avec le cristallin du Mont Blanc.

Ils s'y caractérisent par une épaisseur très réduite (1 à 2 m), du fait d'une très forte déformation interne qui tend à oblitérer le faciès habituel, caractéristique des grès et quartzites du Trias inférieur.

Seul un examen en lame mince permet de rattacher indiscutablement ce matériel aux grès du Trias inférieur (abondance des tourmalines détritiques, présence de jaspe rose).

- La bordure mylonitique nord-occidentale du Massif du Mont Blanc.

En se basant sur la comparaison du degré de déformation des différents massifs orthogneissiques de la région, on peut opposer l'ancienne masse granitique du Tour (bordure nord-occidentale du Massif du Mont Blanc) au niveau duquel on n'a observé que des termes mylonitiques, des anciens massifs granitiques du Mont Blanc et des Montées Pélissier où le granite isotrope initial reste localement préservé.

En supposant que ces trois massifs étaient initialement constitués d'un matériel granitique isotrope, la déformation plus homogène et plus intense observée au niveau du massif du Tour, permet d'invoquer une accentuation régionale de l'intensité de la déformation au niveau de la bordure occidentale du Mont Blanc.

- La base de la couverture mésozoïque décollée.

A partir de sa zone d'expulsion à l'avant du Mont Blanc, la couverture vient chevaucher, généralement avec un contact assez plat, le toit des massifs des Aiguilles Rouges et de Belledonne.

- Comme au niveau du couloir de Chamonix, on retrouve les mêmes critères en faveur d'une accentuation de l'intensité de la déformation, dirigée depuis le haut vers la base de la couverture décollée (cf. coupes 5 à 8).

Depuis les plis assez ouverts, de grande amplitude, très dissymétriques des parties hautes de la couverture (Monts Lachat et Vorassay), on passe progressivement à des plis isoclinaux, très serrés, de petite dimension à la base de la couverture, au voisinage du contact avec le toit du socle (Gorges de la Gruvaz, base de la nappe du Mont Joly).

Ici aussi, cette accentuation du plissement va de pair avec une évolution vers la transposition de la première schistosité avec la seconde schistosité plan axial des plis.

- Dans la partie méridionale du secteur étudié, le même gradient de déformation s'observe à la fois dans la couverture (Aiguilles de la Pennaz) et dans le matériel cristallin de la volumineuse écaille de Roulette, dont la partie inférieure se situe à peu près à la base de la nappe de couverture qui l'emballa.

On a vu (p.44) que depuis le haut vers la base de l'écaille, on passe d'une schistosité régionale très fruste, fortement pentée vers l'E-SE, à une schistosité mylonitique très pénétrative, très faiblement pentée vers l'E, et parallèle à celle de la couverture sous-jacente (coupe n° 12).

- Enfin, la présence d'une lame de Carbonifère, charriée à plat sous le contact de base de la couverture mésozoïque (cf. planche) montre que l'accentuation régionale de l'intensité de la déformation au niveau de ce contact, met également en jeu les matériaux du socle sous-jacent et, en particulier, les plus ductiles comme les schistes du Carbonifère.

Remarque: Si ces deux domaines (couloir de Chamonix + base de la couverture mésozoïque décollée) peuvent être associés aux deux principaux gradients régionaux de la déformation, il faut ajouter, en proportion moindre, une augmentation locale de la déformation, le long du couloir du Bon Nant qui sépare l'extrémité sud des Aiguilles Rouges et la bordure orientale du rameau externe de Belledonne. Cette augmentation de la déformation est principalement perceptible au niveau du Trias inférieur autochtone (accentuation du plissement, schistosité subverticale subméridienne très marquée).

2.3. La forme de l'ellipsoïde de déformation.

a) Sa mesure quantitative.

Elle a été réalisée sur des taches de réduction développées au niveau du Permien des Aiguilles Rouges, sur la bordure NE du couloir de Chamonix, à l'Est du Col de Balme (fig. 22a; photo 8).

Ces taches sont déformées conformément à l'orientation des deux principaux marqueurs locaux de la déformation: plan de schistosité et linéation d'étirement.

Cette mesure a été faite sur des échantillons non en place, dans un secteur où le plan de schistosité (direction N 20; pendage 65° vers l'ESE) et la linéation d'étirement (dirigée dans la ligne de plus grande pente du plan de schistosité) gardent à l'affleurement une orientation constante.

Toutefois, en théorie, si l'on admet l'existence d'une déformation anté-alpine de ce matériel, la mesure réalisée correspond à la déformation totale de la roche: déformation anté-alpine + déformation alpine.

Les sections elliptiques des taches observées dans les trois plans principaux de la déformation permettent de mesurer directement les rapports axiaux de l'ellipsoïde de déformation (absence de contraste de viscosité entre l'objet mesuré et la matrice (Ramsay, 1967).

Les valeurs assez constantes observées pour les différentes taches mesurées témoignent d'une déformation assez homogène pour les différents échantillons recueillis.

Ces valeurs sont les suivantes: $\frac{\lambda_1}{\lambda_2} = 3$; $\frac{\lambda_2}{\lambda_3} = 6$; $\frac{\lambda_1}{\lambda_3} = 20$.

Elles permettent de déterminer les paramètres de forme (K=0,4) d'intensité (R=8) de la déformation, et de positionner le point représentatif de l'ellipsoïde de déformation sur un diagramme de Flinn. L'ellipsoïde ainsi défini est de type aplatissement avec extension maximum suivant λ_1 (fig.23a).

Remarque: La forte intensité de la déformation (R=8) permet de minimiser l'effet de la déformation anté-alpine sur la mesure effectuée, qui, de ce fait, doit être proche de la valeur vraie de la déformation alpine finie, au niveau du secteur local considéré.

De plus les valeurs du paramètre de forme (K = 0,4) et du rapport $\frac{\lambda_1}{\lambda_2} = 3$, sont respectivement compatibles avec celles obtenues:

- d'une part sur les mesures de la déformation alpine de l'orthogneiss de l'Aar K=0,5 (Choukroune et Gapais, 1983; Steck, 1968);
- d'autre part sur les mesures de Belemnites déformées dans le Lias de la nappe du Mont Joly: $2 < \frac{\lambda_1}{\lambda_2} < 3,5$ (Pijolat, 1978).

b) Son approche qualitative.

Mis à part cette mesure ponctuelle, on s'est limité à une approche essentiellement qualitative de la forme de l'ellipsoïde de déformation, pour le socle et la couverture. Elle a été réalisée à partir de l'observation des lames minces taillées dans les plans principaux de la déformation.

Photo. 8 : Taches de réduction déformées

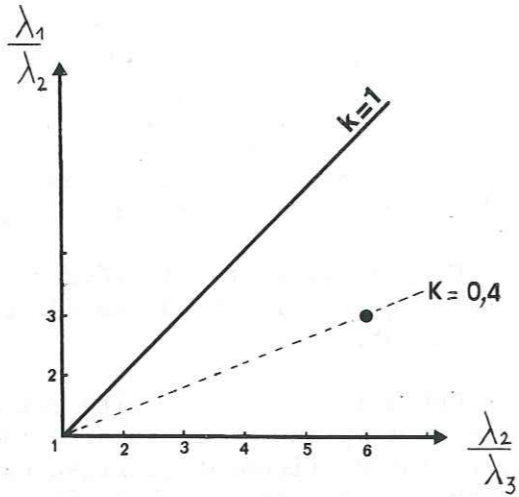
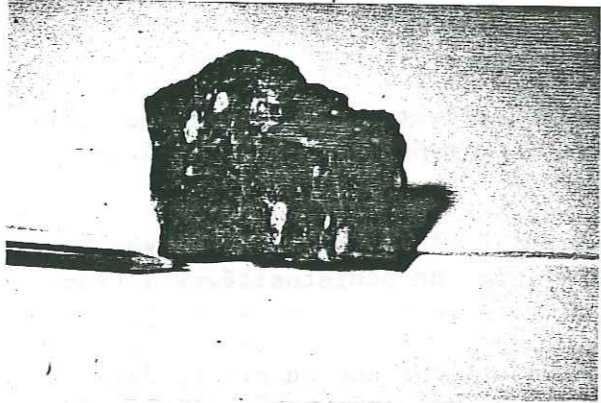


Fig. 22 a: Valeur de l'ellipsoïde de la déformation mesurée sur des taches de réduction (photo.8) et reportée sur un diagramme de Flinn (1962).

Photo. 9 : Etirement omnidirectionnel dans le plan de schistosité du Trias autochtone du sommet du massif du Prarion (Aig. Rouges) (1.m. en section λ₁λ₂; nicols croisés)

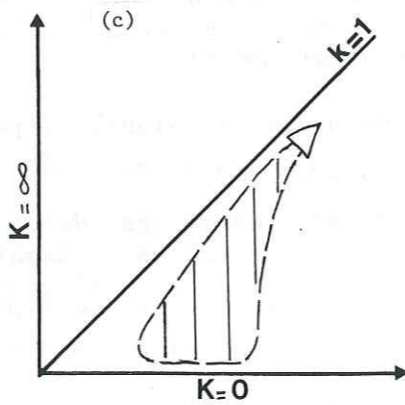
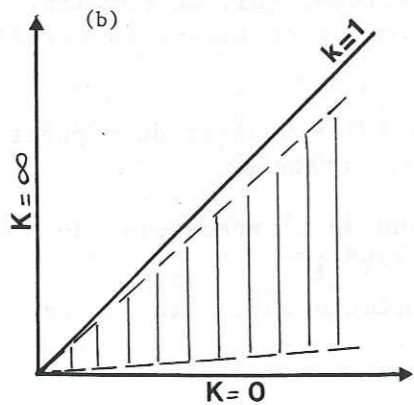
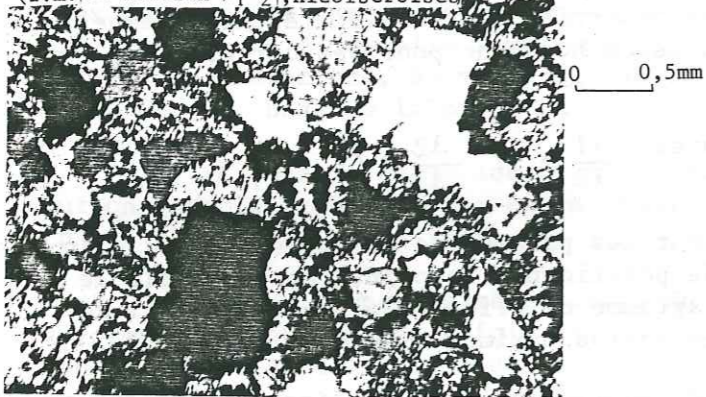


Fig. 22 b et c : Estimation qualitative du champ de la déformation pour l'ensemble du secteur étudié (22b), et de la variation de la forme de l'ellipsoïde en fonction de l'intensité de la déformation. (22c)

Pour cette étude, on s'est limité à l'examen d'échantillons où la déformation peut être définie de façon simple et unitaire:

- un seul plan de schistosité,
- une seule direction d'étirement principal.

En étudiant la forme des zones abritées développées autour des grains rigides ou de grosse taille et la localisation des bordures de dissolution autour de ces mêmes grains (Choukroune, 1971), il est possible de déterminer à quel principal type d'ellipsoïde on a affaire: ellipsoïde de type constriction, de type déformation plane ou de type aplatissement (photo 9).

D'une façon générale, pour l'ensemble du secteur étudié (socle + couverture) les cristallisations synkinématiques qui constituent souvent ces ombres de pression, se développent dans toutes les directions contenues dans le plan de schistosité avec souvent une direction de croissance maximum (étirement principal λ₁) et une direction perpendiculaire de croissance minimum (λ₂).

Une telle disposition permet de définir la forme moyenne ou générale de l'ellipsoïde de déformation pour l'ensemble du secteur étudié.

Cet ellipsoïde est de type aplatissement avec extension principale suivant λ₁. Il est compatible avec celui matérialisé par les taches de réduction du Permien des Aiguilles Rouges (p.83).

Dans le détail, l'ensemble des observations a révélé des variations dans la forme des ombres de pression, constituant une série de stades intermédiaires entre les deux cas extrêmes suivants:

- ceux où l'importance de l'étirement suivant λ₁ est faible par rapport à λ₂, ou qui plus rarement ne privilégient aucune direction d'étirement particulière;
- ceux marqués, au contraire, par un très fort étirement suivant λ₁ aux dépens d'un étirement très faible, voire inexistant suivant λ₂.

Ces variations montrent que sur l'ensemble de la région étudiée, la déformation finie balaye un champ assez large depuis des secteurs proches de l'aplatissement de révolution autour de λ₃ (λ₂ ≤ λ₁) et des secteurs proches de la déformation plane (λ₂ = 1) (fig. 22b).

Sur le terrain, ce passage local à la déformation plane est particulièrement perceptible au niveau du matériel cristallin du socle qui, plus facilement que dans la couverture sédimentaire, permet de le mettre en relation avec:

- d'une part, une déformation très intense;
- d'autre part, le caractère très fortement non coaxial de la déformation (cisaillement simple).

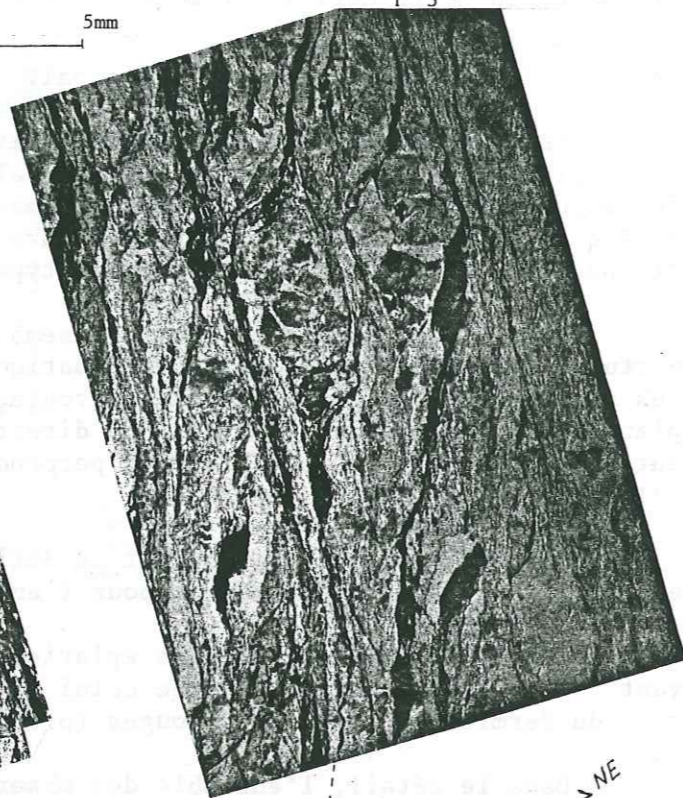
Il a été observé le plus fréquemment sur la bordure nord occidentale du Mont Blanc où les mylonites développées aux dépens du granite du Tour ou des anciens paragneiss montrent parfois une fabrique linéoplaire très marquée.

En résumé, pour l'ensemble du secteur étudié, la déformation est globalement de type aplatissement avec évolution locale vers la déformation plane au niveau des secteurs associés à une augmentation de l'intensité de la déformation à l'échelle régionale (exemple: couloir de Chamonix et bordure nord-occidentale du Mont Blanc) (fig. 22c).

Photo. 11 : Plans (C) et (S) presque confondus + plan secondaire (C') (1.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$, nicols croisés).



Photo. 10 : Plans (C) et (S) distincts. (1.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$, nicols obliques)



0 5mm

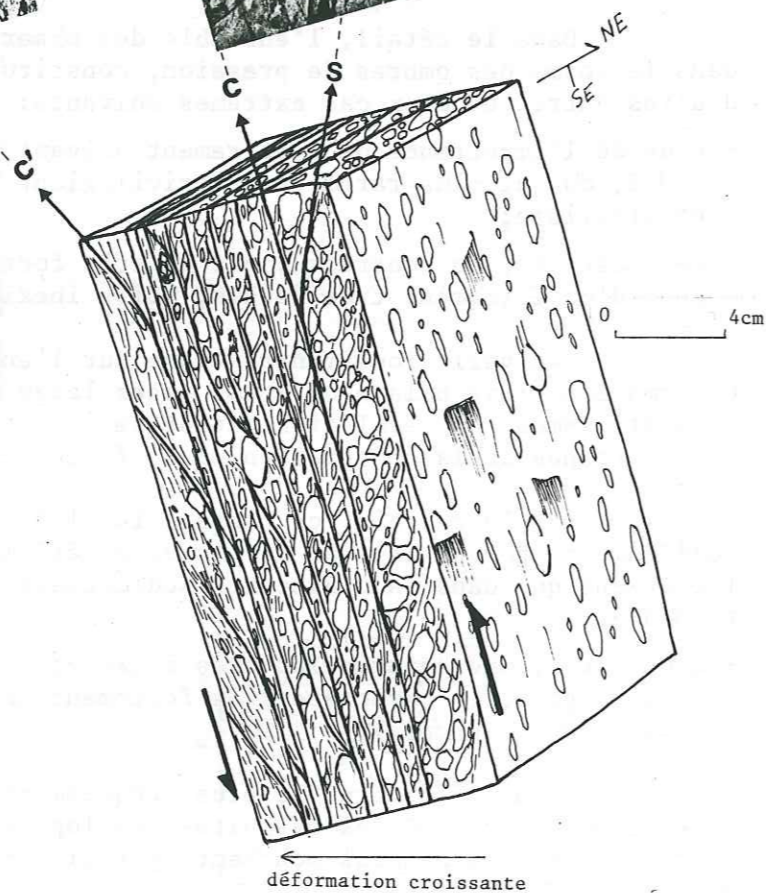


Fig. 24 : Organisation géométrique de la déformation, à l'échelle décimétrique à centimétrique, dans le granite mylonitisé du Tour. (bordure nord-occidentale du Mont-Blanc)

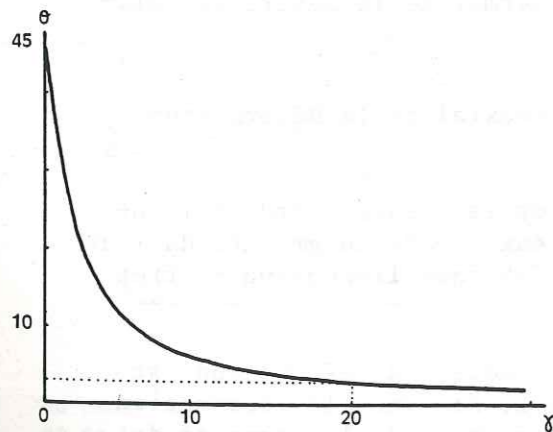


Fig. 25 : Valeur de l'angle (θ) entre plan de schistosité (S) et plan de cisaillement (C), en fonction d'un taux de cisaillement (γ) croissant. (cas du cisaillement simple)

2.4. Les régimes de la déformation.

a) Les variations du régime de la déformation en relation avec la déformation finie à l'échelle régionale (D 2).

On a vu (chapitre III) que sur l'ensemble du secteur étudié (socle + couverture), à l'échelle de l'observation de terrain, la déformation est fréquemment associée à des cisaillements qui apparaissent:

- soit intimement liés à la déformation interne du matériel (glissement pénétratif sur les plans de schistosité);
- soit localisés au niveau de bandes de cisaillement bien individualisées.

Afin d'évaluer l'importance relative du cisaillement au niveau des différents secteurs de la région, on a été amené à confronter les données de l'observation de terrain, à une étude de la déformation interne à l'échelle de la lame mince (recherche des critères de coaxialité ou non coaxialité de la déformation à l'échelle de la lame mince).

Cette étude permet d'établir une relation entre les variations du régime de la déformation et celles des caractéristiques de la déformation finie.

Elle permet également de délimiter les secteurs où se concentre le cisaillement (zones de cisaillement régionales), c'est-à-dire ceux qui ont permis les déplacements relatifs les plus importants entre les différentes masses lithologiques les unes par rapport aux autres au cours de la déformation alpine.

Les secteurs caractérisés par une déformation fortement non coaxiale:

Ils correspondent aux zones de plus forte déformation, définies dans l'étude des gradients régionaux de la déformation (p. 80).

Il s'agit de l'ensemble "couloir de Chamonix - bordure occidentale du Mont Blanc" d'une part, de la base de la couverture mésozoïque décollée d'autre part.

Ces deux secteurs se caractérisent par:

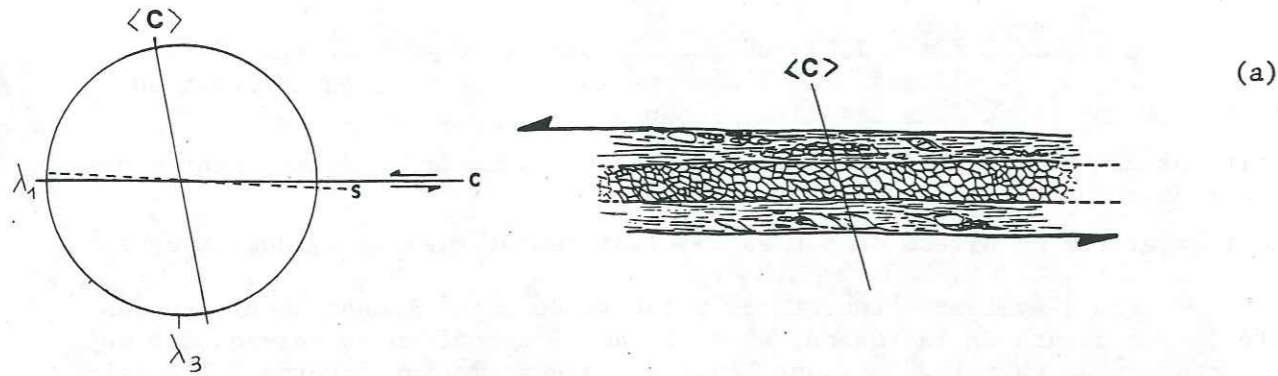
- une forte déformation associée à un étirement minéralogique très marqué;
- une évolution locale vers la déformation plane (cisaillement simple).

- La bordure mylonitique nord-occidentale du Mont Blanc.

Les critères de non coaxialité de la déformation ont pu être mis en évidence pour l'ensemble des lames taillées perpendiculairement au plan de schistosité et parallèlement à la linéation d'étirement (section $\lambda_1 \lambda_3$). On a jalonné les observations sur toute la largeur de la bordure nord-occidentale du Mont Blanc, depuis la base de l'orthogneiss du Mont Blanc jusqu'au contact avec le Mésozoïque du couloir de Chamonix.

On a retenu les principaux critères suivants:

* A l'échelle décimétrique à centimétrique, les variations de l'intensité de la déformation suivant un gradient positif de la déformation s'ins-

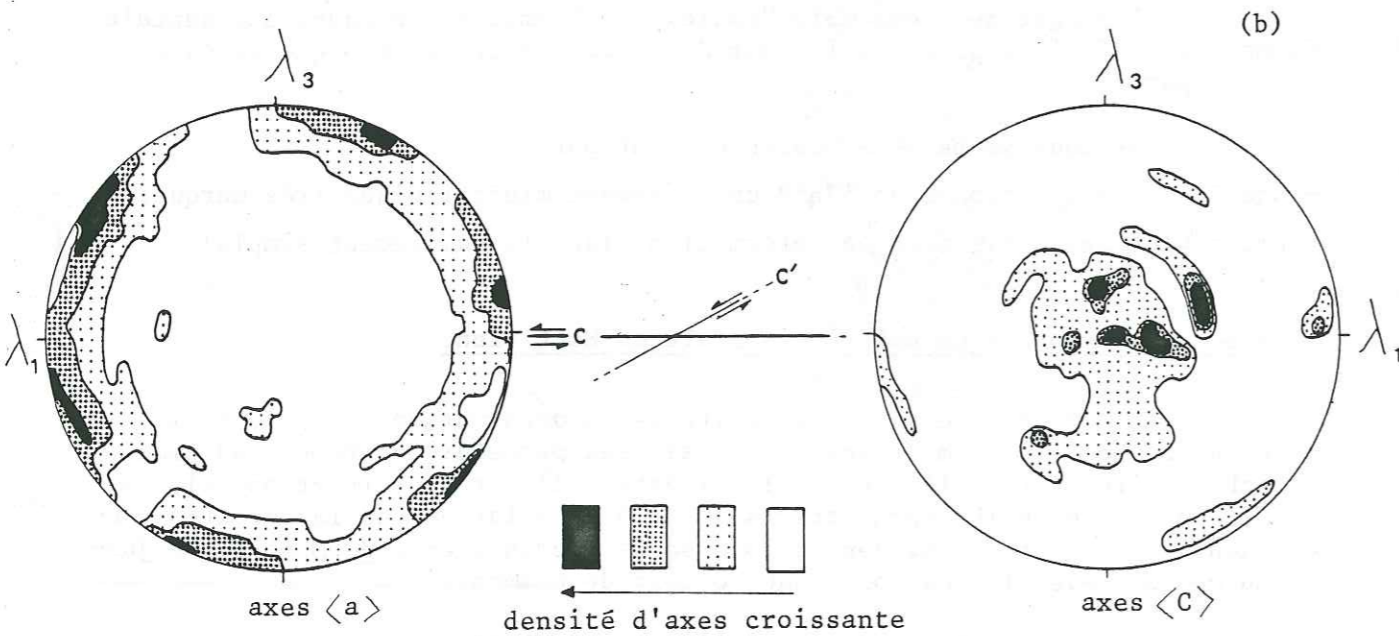


Détermination optique de l'orientation préférentielle des axes <C> du quartz en rubans polycristallins (addition d'une teinte sensible)

Fig. 26 : Orientations préférentielles de réseau du quartz,

- (a) : acquise par glissement basal dominant
- (b) : acquise par glissement prismatique dominant .

(mylonites de la bordure nord-occidentale du Mont-Blanc)



Répartition statistique des axes <a> et <C> du quartz mesurée au goniomètre de texture .

crivent dans l'organisation géométrique classique suivante (fig.24 et photos 10 et 11).

- plans C (plan de cisaillement) et plans S (schistosité) distincts,
- puis, plans C et S presque confondus,
- puis, plans C + S confondus + plans C' (plans de cisaillement secondaires synthétiques du cisaillement général (Berthé *et al.*, 1970)).

D'une façon générale, l'espacement entre chaque plan C reste toujours très réduit, les plans C et S apparaissant souvent confondus (1).

Si l'on tient compte, d'une part de l'absence de cisaillements secondaires antithétiques du cisaillement général, d'autre part d'une évolution locale vers la déformation plane, cette quasi-parallélisation des plans C et S implique des taux de cisaillement très importants, supérieurs, au moins localement à $\gamma = 20$ (fig. 25).

* Les queues de cristallisations développées autour des phénocristaux présentent toujours une forme asymétrique compatible avec le sens de cisaillement observé.

* Des figures d'enroulement de ces queues de cristallisation traduisent une rotation de certains grains au cours de la déformation. Cette rotation est généralement synthétique du cisaillement général.

* La déformation essentiellement cassante des feldspaths se manifeste par un tronçonnement qui met généralement en jeu, suivant une figure classique (Etchecopar, 1974), un décalage relatif, entre les différents tronçons, inverse au sens du cisaillement général (photo n° 12).

* Au contraire, une forte déformation plastique du quartz s'accompagne de l'acquisition d'une orientation préférentielle de réseau. Celle-ci se traduit par une orientation commune des axes <C> du quartz au niveau de grains isolés ou juxtaposés en rubans polycristallins (Boullier, Bouchez, 1978). Il est possible d'apprécier rapidement la position des axes <C> du Quartz au microscope par l'addition d'une lame quart d'onde (Mattauer *et al.*, 1977).

On peut ainsi définir des secteurs majoritaires où la déformation intracristalline s'est faite principalement par glissement basal (majorité des axes <C> contenus dans le plan d'observation (λ_1, λ_3) et des secteurs plus rares où domine le glissement prismatique (majorité des axes <C> perpendiculaires à (λ_1, λ_3)).

Cette orientation préférentielle de réseau du quartz permet de vérifier le sens du cisaillement déduit d'après les critères précédents.

On compare pour cela l'orientation moyenne commune des axes <C> des grains de quartz avec la position des plans C et S, en tenant compte de l'angle formé par ces deux plans.

- Cette vérification est possible optiquement dans les cas majoritaires où la fabrique a été acquise par glissement basal dominant.

L'axe <C> des grains de quartz est alors perpendiculaire au plan C ou légèrement incliné dans le sens du cisaillement (fig.26 a). Cette orientation est significative d'un taux de cisaillement (γ) très élevé avec les

(1) Ce fait explique le caractère très pénétratif du glissement à l'échelle de l'affleurement. Dans ce cas, sur le terrain, il est possible d'assimiler le plan de schistosité avec le plan de cisaillement.

Photo. 12 : Feldspath potassique cataclaté et tronçonné entre deux bandes de cisaillement (1.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$; mylonite de la bordure nord occidentale du Mont-Blanc)

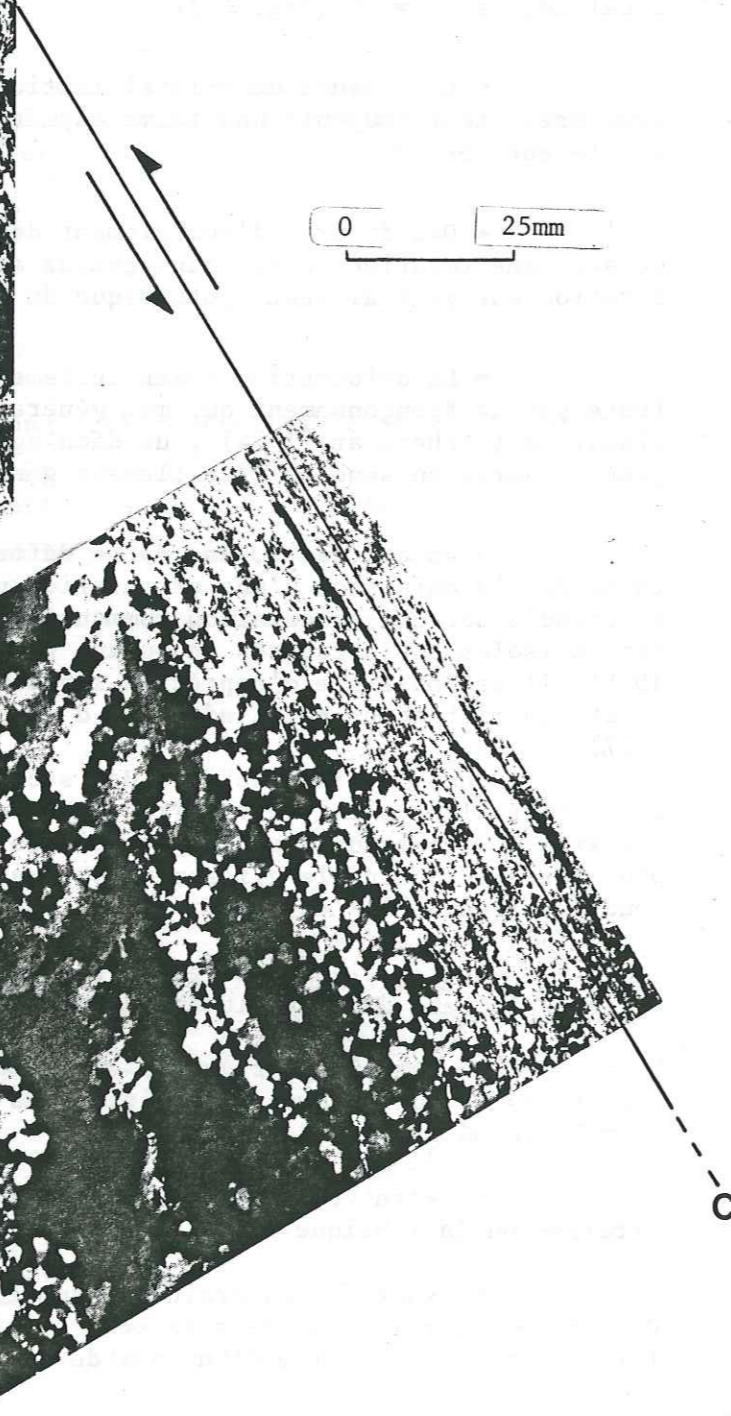
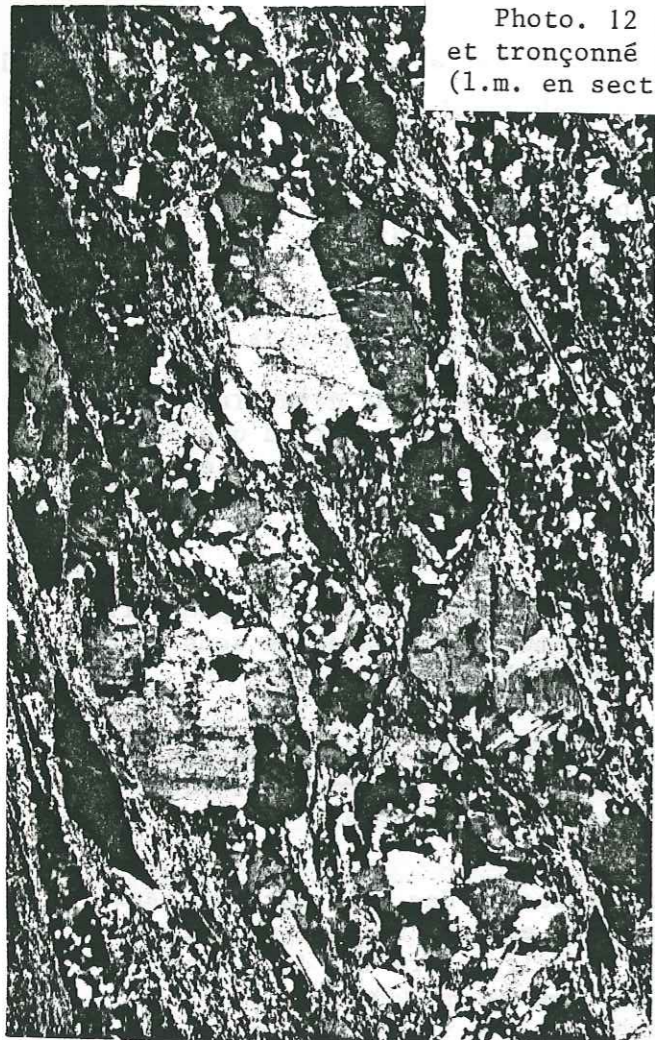


Photo. 13 : Ruban de quartz à texture polygonale allongée acquise par recristallisation dynamique. (1.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$; ultramylonite de la bordure nord occidentale du Mont-Blanc)

plans C et S presque confondus. ($\gamma = 12$ à ∞ dans le cas d'un cisaillement simple; (Berthé, 1980)).

- Cette vérification n'est plus possible optiquement au niveau des rares fabriques qui résultent d'un glissement prismatique dominant (axes <C> en majorité perpendiculaires au plan d'observation).

On a eu recours au goniomètre de texture afin d'étudier la répartition statistique des axes <a> du quartz. La figure de répartition obtenue (fig. 26b) se caractérise par une symétrie remarquable, dont la géométrie est représentative de la fabrique du quartz lui-même.

Il est possible, ici aussi, d'établir une relation entre la répartition des maximum d'axes <a> et l'orientation des deux plans principaux observables en lame mince:

Plans (C + S confondus) + plans C' :

- L'existence d'un maximum d'axes <a> proche du plan principal de la déformation $\lambda_1 \lambda_3$, confirme que le glissement s'opère préférentiellement le long de plans prismatiques proches du plan de cisaillement (plan C // S).
- La présence de plans secondaires C' est compatible avec le léger décalage (10°) de ce maximum vers la position du plan C' (position de ce maximum contenue entre C et C').

Remarque:

La déformation plastique du quartz s'accompagne également d'une recristallisation dynamique qui conduit au développement de textures polygonales.

Dans la plupart des cas, ces textures montrent une fabrique de forme, définie par un étirement apparent des néoblastes, qui mimétise une schistosité (Plan S) associée aux plans de cisaillement. (photo n° 13)

Ces textures polygonales allongées peuvent constituer un critère supplémentaire en faveur de la forte non coaxialité de la déformation au niveau de la bordure mylonitique occidentale du Mont Blanc (Brunel, 1983).

- Le couloir sédimentaire de Chamonix.

L'intense déformation des schistes et des calcaires du couloir de Chamonix, depuis le secteur du Col de Balme jusqu'au col du Joly, se caractérise également en lame mince par un caractère très fortement non coaxial:

- plans C et S distincts ou presque confondus;
- bandes de déformation secondaires, de type C', généralement initiées au niveau d'hétérogénéités (gros cristaux de calcite, par exemple);
- forme asymétrique des queues de cristallisation;
- figures d'enroulement: rotation de grains;
- déformation plastique des grains de calcite (forme sigmoïde des clivages + glissement le long des clivages), en accord avec le sens de cisaillement général.

- La base de la couverture mésozoïque décollée.

D'une façon générale, à l'échelle de la lame mince, la déforma-

tion garde ici un caractère non coaxial prononcé, en accord avec les conclusions de Pijolat (1978), relatives à la mise en jeu d'un important cisaillement tangentiel à la base de la nappe du Mont Joly.

Toutefois, le caractère rotationnel et asymétrique de la déformation n'est pas marqué de façon aussi forte et systématique qu'au niveau du couloir de Chamonix (forme parfois presque symétrique des queues de cristallisations).

Ces indices locaux de déformation faiblement non coaxiale à l'échelle de la lame mince, peuvent être mis en relation avec certaines observations de terrain qui traduisent la mise en jeu, au cours de la déformation, d'une forte composante en aplatissement.

Celle-ci est particulièrement bien illustrée au niveau des perturbations induites par des boudins losangiques de calcaires compétents, dont les bordures sont le siège de cisaillements conjugués, respectivement synthétiques et antithétiques du cisaillement général (fig. 27).

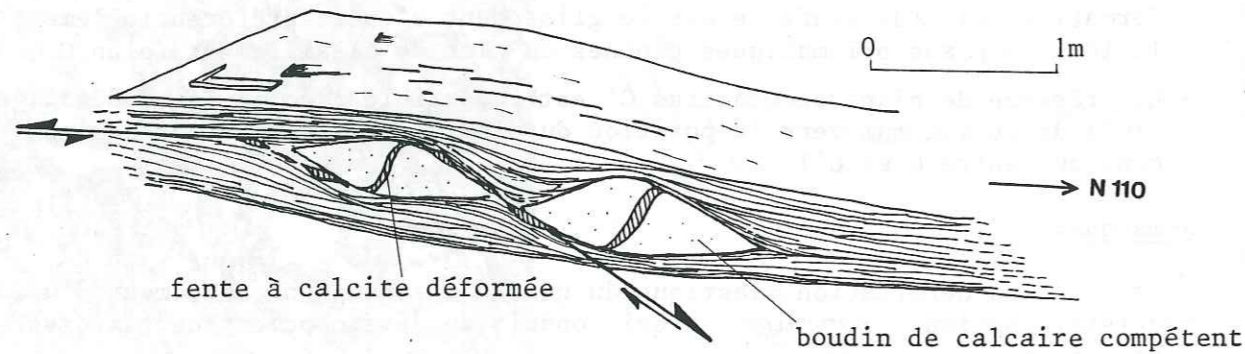


Fig. 27 : Cisaillements conjugués à la base de la nappe du Mont Joly.

Les secteurs associés à une déformation faiblement non coaxiale.

Ils constituent le domaine à schistosité subméridienne subverticale, c'est-à-dire l'ensemble Aiguilles Rouges - Belledonne interne.

Ils se caractérisent par:

- une déformation plus faible que dans les secteurs précédents;
- l'absence d'une linéation d'étirement minéralogique pénétrative, marquée.

La linéation d'étirement ne se développe que de façon discontinue, en relation avec un glissement local sur le plan de schistosité ou le long de bandes de cisaillement bien individualisées.

L'ensemble des observations de terrain montre que cet étirement local peut s'orienter dans toutes les directions contenues dans le plan de schistosité régional, en relation avec un sens et une orientation variable du glissement.

Toutefois, on a vu (p. 53) que cet étirement garde en moyenne une orientation subméridienne, subhorizontale ou avec un léger plongement N (30°), en association avec un sens de glissement senestre.

Photo. 14a : Caractère faiblement non coaxial de la déformation alpine des anciens gneiss métamorphiques du Brévent. (Aiguilles Rouges) (1.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$; nicols ouverts)

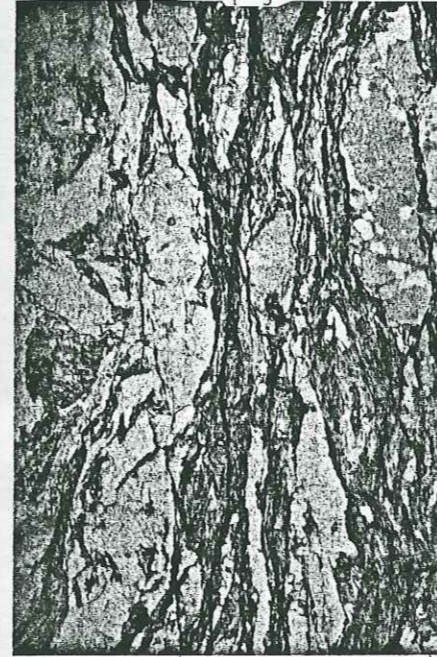


Photo. 14b : idem, nicols croisés.

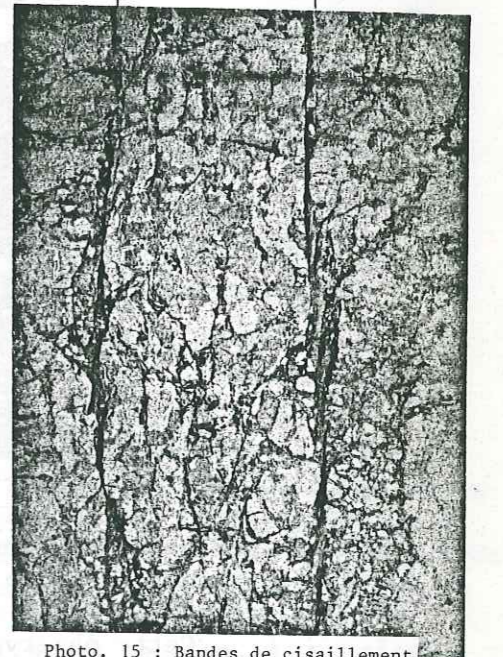
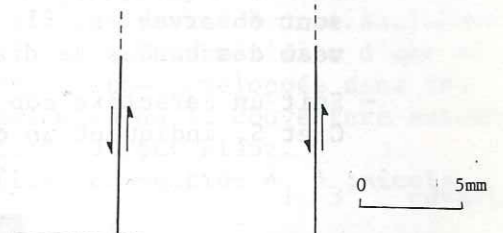
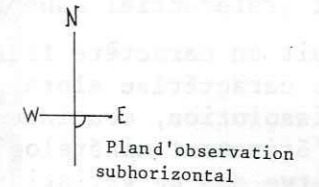


Photo. 15 : Bandes de cisaillement senestres parallèles à l'étirement minéralogique de la roche (gneiss du Brévent). (1.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$; nicols ouverts)



Photo. 16 : Lentille faiblement asymétrique résultant de la déformation alpine, ductile et hétérogène, des anciens gneiss métamorphiques du couloir du Bon Nant. (Sud des Aig. Rouges)

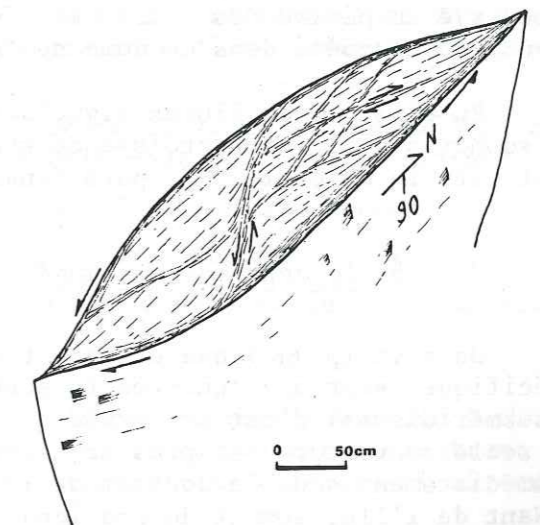


Fig. 28 : Déformation hétérogène associée au raccourcissement EW faiblement non-coaxial dans les anciens paragneiss du couloir du Bon Nant. (socle Aiguilles Rouges-Belledonne)

L'examen des lames minces, taillées dans le plan horizontal (perpendiculaire au plan de schistosité et parallèle à cette linéation d'étirement préférentiel subhorizontal, montre deux principaux cas de figure:

- Soit un caractère très faiblement non coaxial de la déformation; celle-ci se caractérise alors principalement par l'individualisation de bandes de dissolution, continues à l'échelle de la lame mince. D'une façon générale, l'étirement minéralogique est orienté parallèlement aux bandes et on n'observe pas de variation progressive de la déformation de part et d'autre des bandes, pas plus qu'une orientation préférentielle marquée des axes <C> du quartz (photo 14 a et b). Dans les quelques cas où un gradient d'intensité et une légère obliquité sont observables, ils traduisent un cisaillement senestre localisé au niveau des bandes de dissolution (fig.28) (photo 15).
- Soit un caractère non coaxial de la déformation, avec distinction de plans C et S, indiquant un cisaillement tantôt dextre, tantôt senestre.

Ces variations du sens de cisaillement à l'échelle de la lame mince sont à mettre en relation avec l'existence de bandes de cisaillement, constituant un système conjugué dont l'organisation d'ensemble ne peut être clairement définie qu'à l'échelle de l'affleurement.

Ces bandes de cisaillement jouent en décrochements (friction généralement proche de l'horizontale)(fig. 28 + photo 16):

- dextres suivant une direction NNE-SSW,
- senestres suivant une direction NS à NNW-SSE.

Elles s'anastomosent les unes aux autres, en délimitant des lentilles de dimensions variables (centimétriques à métriques), aplaties suivant un plan vertical subméridien, en accord avec une direction de raccourcissement maximum horizontal EW à ESE-WNW et étirées préférentiellement suivant une direction subhorizontale subméridienne. Toutefois, la forme des lentilles de grande dimension présente le plus souvent une asymétrie senestre.

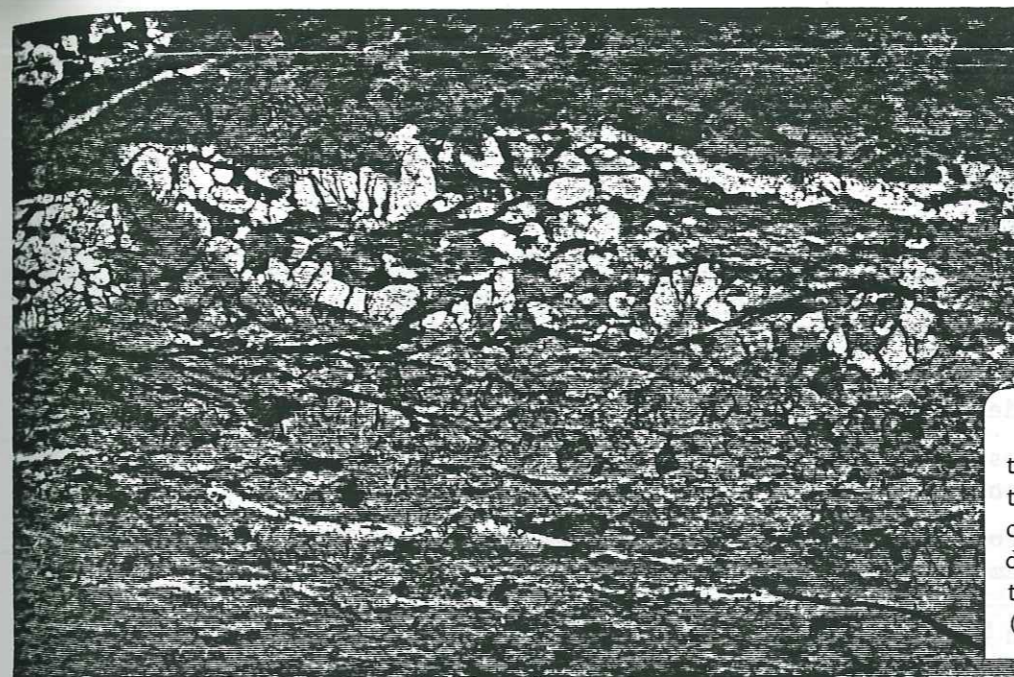
Cette observation permet de conclure que la déformation dans ce domaine correspond à un aplatissage vertical subméridien, accommodé par un cisaillement senestre subhorizontal de direction à peu près NS.

Cette faible non coaxialité de la déformation en faveur d'un cisaillement senestre est compatible avec le changement de la direction d'étirement observé au niveau des nombreuses fentes subverticales, de direction EW à NW-SE, développées dans ce domaine (p.53).

En effet, leur fibres sigmoïdes (quartz + chlorite) montrent, dans un plan subhorizontal), une croissance syntaxiale antihoraire, dirigée initialement vers le NE ou le NNE, puis finalement vers le Nord.

b) La déformation tangentielle précoce (D 1).

On a vu (p. 66) que cette déformation D 1 (dont les caractéristiques spécifiques sont une schistosité subhorizontale et une linéation d'étirement subméridienne) n'est préservée que très localement, au niveau de l'interface socle couverture, et plus particulièrement dans le matériel du socle situé immédiatement sous le contact de la couverture (secteur du Col du Bonhomme, Nant de l'Ile, sommet du Prarion).



0 2,5mm

Photo. 18 : Déformation asymétrique associée à un cisaillement tangentiel subméridien d'une microcaverne développée dans les dolomies de la couverture autochtone du Mont-Blanc. (l.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$; nicols ouverts)

N ← → S



0 0,5mm

Photo. 17 : Bande de cisaillement associée à la déformation tangentielle subméridienne précoce dans le socle de la terminaison méridionale du Mont-Blanc. (l.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$; nicols obliques)

Dans chacun de ces secteurs, les lames minces taillées dans le plan $\lambda_1 \lambda_3$ montrent, à première vue, un caractère faiblement non coaxial de la déformation, en relation avec l'existence d'une forte composante d'a-platissement vertical:

- déformation d'ensemble relativement homogène, avec individualisation de bandes de dissolution parallèles à l'étirement général des grains;
- forme généralement symétrique des queues de cristallisation;
- pas d'orientation préférentielle marquée des axes <C> du quartz;
- présence de quelques rares bandes de cisaillement conjuguées (a-platissement vertical).

Seuls certains plans de dissolution (généralement les plus marqués) évoluent localement en plans de cisaillement discrets, montrant alors une forme asymétrique des grains, sensiblement plus déformés au niveau de ces plans.

Dans les trois secteurs étudiés (voir ci-dessus) le sens de ce

cisaillement s'effectue toujours du S vers le N ou du SSE vers le NNW suivant l'orientation de la linéation d'étirement (photo 17). Ces mêmes critères de cisaillement peuvent s'observer dans la couverture autochtone du Mont Blanc (photo 18).

3. LA DEFORMATION INCREMENTALE: MISE EN EVIDENCE D'UNE ROTATION REGIONALE ANTIHORAIRE DE L'ETIREMENT PRINCIPAL AU COURS DE LA DEFORMATION.

On a vu (p. 66) que l'histoire de la déformation régionale peut se décomposer en deux grandes étapes:

- une étape D 1: schistosité subhorizontale, linéation d'étirement sub-méridienne;
- une étape D 2: trajectoires régionales de la schistosité et de la linéation d'étirement fini.

Le problème du passage de la déformation D 1 à la déformation D 2 (évolution progressive ou deux phases distinctes) peut être résolu par l'étude de la déformation incrémentale (Brun, Choukroune, 1981). Celle-ci est basée sur l'observation des enregistreurs de la déformation: cristallisations fibreuses synkinématiques à croissance syntaxiale ou anti-axiale, dirigées à chaque instant de la déformation dans la direction d'étirement incrémental (Durney, Ramsay, 1973).

Etant donné la nature tangentielle de la déformation référentielle D 1, on abordera tout naturellement cette étude par l'évolution de la déformation tangentielle au cours du temps (histoire du déplacement de la couverture).

On établira ensuite un lien entre cette évolution des déplacements superficiels (Nappe du Mont Joly) et les observations réalisées au niveau des deux autres grands domaines structuraux de la région: le couloir de Chamonix et le domaine Aiguilles Rouges - Belledonne interne.

3.1. La déformation tangentielle. Exemple: La Nappe du Mont Joly.

A la déformation tangentielle D 1, se superpose localement une autre déformation tangentielle D 2. On peut schématiquement attribuer à chacune de ces déformations une direction d'étirement spécifique:

- L₁: subméridienne;
- L₂: E-W (étirement tardif dans la nappe du Mont Joly).

Dans les deux cas, cet étirement est orienté dans la direction du cisaillement tangentielle, associé au déplacement de la couverture vers l'extérieur de la chaîne. Il se développe à la fois dans la couverture, mais également dans la partie superficielle du socle située immédiatement à son contact (interface socle-couverture).

* Ainsi, au sommet du Prarion, dans le socle, ce cisaillement tangentielle s'exprime localement sous forme d'un glissement discontinu sur des plans de schistosité à léger pendage sud. Celui-ci s'accompagne du développement de cristallisations fibreuses (quartz + chlorite), à l'abri de gradins (cristallisation syntaxiale) (p. 52).

Plusieurs générations de fibres se superposent les unes aux autres depuis une direction de croissance initiale NS à une direction finale EW. La forme localement courbe des fibres assure un passage progressif et continu entre chaque direction de glissement intermédiaire (fig. 29).

* Dans la couverture (base de la nappe du Mont Joly), on observe également assez fréquemment des queues de cristallisation courbes ou légères-

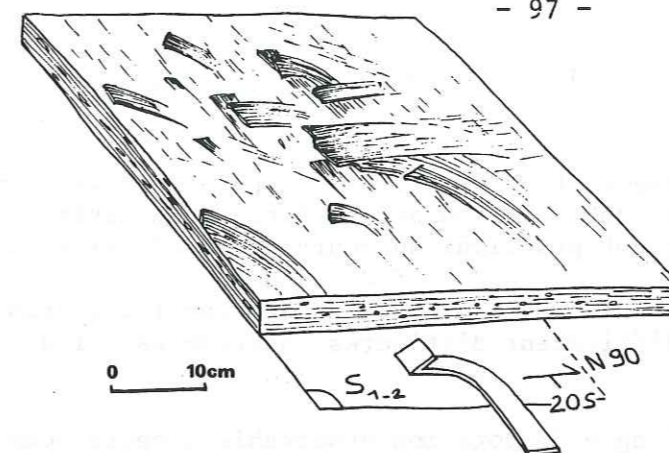


Fig. 29 : Rotation antihoraire du glissement tangentielle au toit du massif du Prarion (sud des Aiguilles rouges)

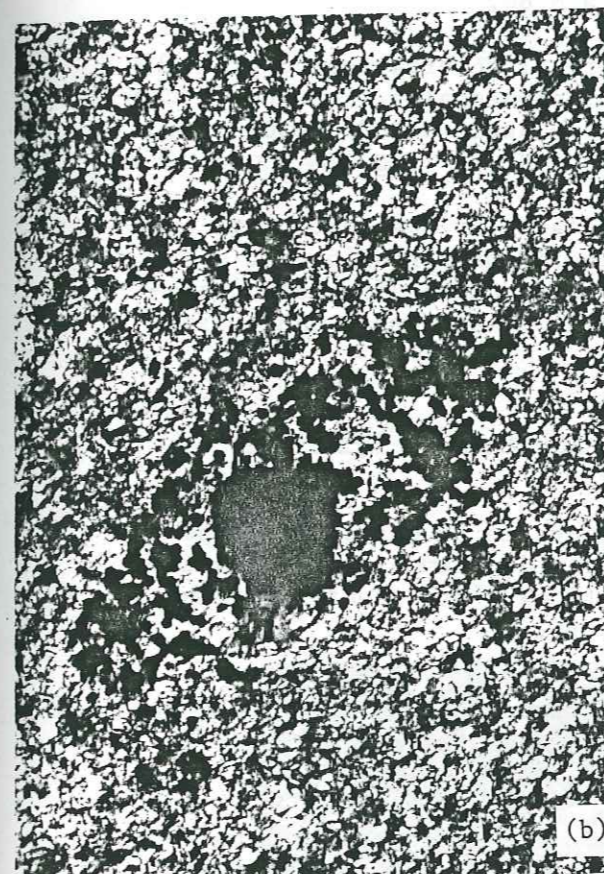
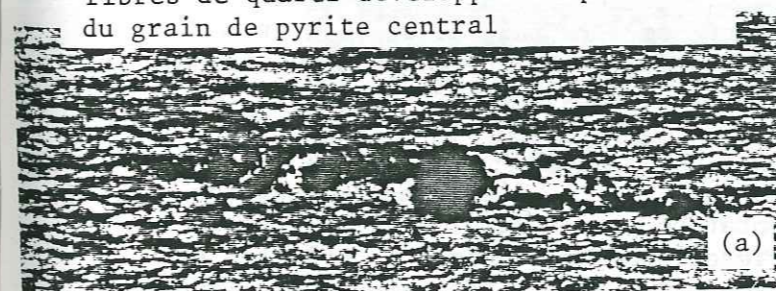


Photo. 18 : Amas pyriteux déformés dans les schistes de la base de la nappe du Mont-Joly

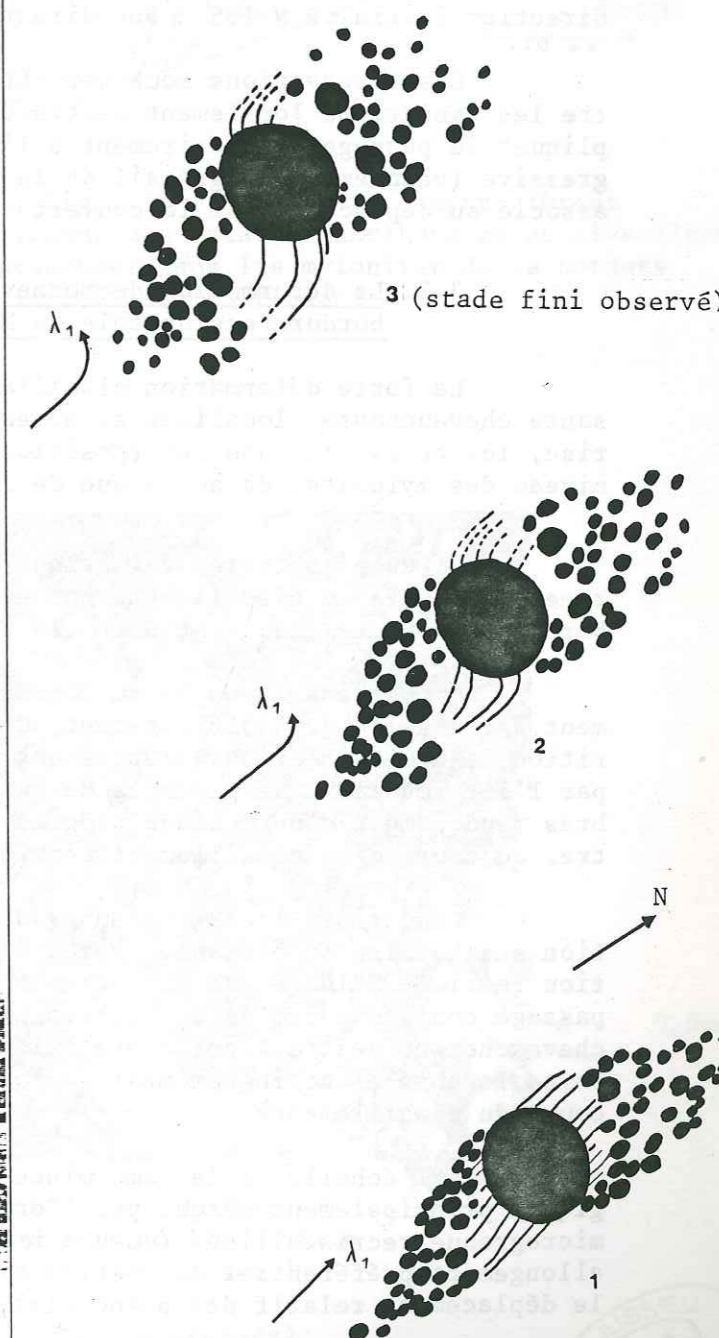
(a): lame mince en section $\lambda_1 \lambda_3$

(b): lame mince en section $\lambda_1 \lambda_2$ montrant une forme sigmoïde des fibres de quartz développées à partir du grain de pyrite central



0 0,2mm

Fig. 30 : Rotation antihoraire de l'étirement principal λ_1 à la base de la nappe du Mont Joly. (croissance anti-axiale des fibres de quartz à partir d'une pyrite)



ment anguleuses, développées à l'abri de grains de pyrite (cristallisation antiaxiale (fig. 15, p.60)).

Cette courbure ou ce changement de direction s'opère presque toujours dans le même sens et traduit une rotation antihoraire, progressive ou relativement brutale, de l'étirement principal au cours de la déformation.

Souvent, les deux directions extrêmes enregistrées par les fibres correspondent à deux linéations d'étirement distinctes observables à l'affleurement.

D'une façon générale, l'angle de rotation observable à cette échelle macroscopique ne dépasse jamais une quarantaine de degrés. De plus, les directions enregistrées sont rarement identiques, mais correspondent à toute une série d'intermédiaires entre une direction initiale extrême orientée à N 160 et une direction finale extrême orientée à N 80.

A l'échelle de la lame mince, par contre, l'observation du plan λ_1 λ_2 permet de mettre en évidence des rotations incrémentales, continues, toujours de sens antihoraire qui peuvent atteindre un angle de 60° depuis une direction initiale à N 165 à une direction finale à N 105 (fig. 30 + photos 18 a et b).

Ces observations nous permettent donc d'établir une continuité entre les linéations localement distinctes à l'échelle macroscopique et d'expliquer le passage d'un étirement à l'autre au cours d'une déformation progressive (changement progressif de la direction du cisaillement tangentiel associé au déplacement de la couverture).

3.2. La déformation décrochevauchante: couloir de Chamonix + bordure occidentale du Mont Blanc.

La forte déformation cisailante (toujours en faveur d'une composante chevauchante) localisée au niveau du couloir de Chamonix, se caractérise, ici aussi, par une superposition de linéations d'étirement, tant au niveau des mylonites du socle que de la couverture.

* Les plus fortes variations de l'orientation de la linéation d'étirement associée au cisaillement ont été observées dans les mylonites de la bordure occidentale du Mont Blanc (N 180 à N 40).

Comme dans le socle du sommet du Prarion, il est possible localement, à l'échelle de l'affleurement, de définir immédiatement l'ordre d'apparition de deux linéations d'étirement distinctes sur le plan de schistosité, par l'intermédiaire de placages de Quartz fibreux, dont la courbure des fibres rend compte d'un passage progressif d'une direction d'étirement à l'autre, au cours d'un cisaillement continu (fig. 31 et photo 20).

Ces cristallisations en gradins ont enregistré localement une rotation antihoraire (croissance syntaxiale) importante (75°) depuis une direction initiale N 145 à une direction finale N 70. Elles assurent parfois un passage continu entre un décrochevauchement senestre initial et un décrochevauchement dextre final corrélativement à la variation du pitch qui accompagne le changement incrémental de la direction de l'étirement principal au cours du cisaillement.

A l'échelle de la lame mince (plan λ_1 λ_2), l'étirement minéralogique, principalement marqué par l'orientation préférentielle de la fraction microgrenue recristallisée (queues de cristallisation à quartz + phyllites et allongement préférentiel des petits polygones de quartz néoformés), souligne le déplacement relatif des phénocristaux les uns par rapport aux autres

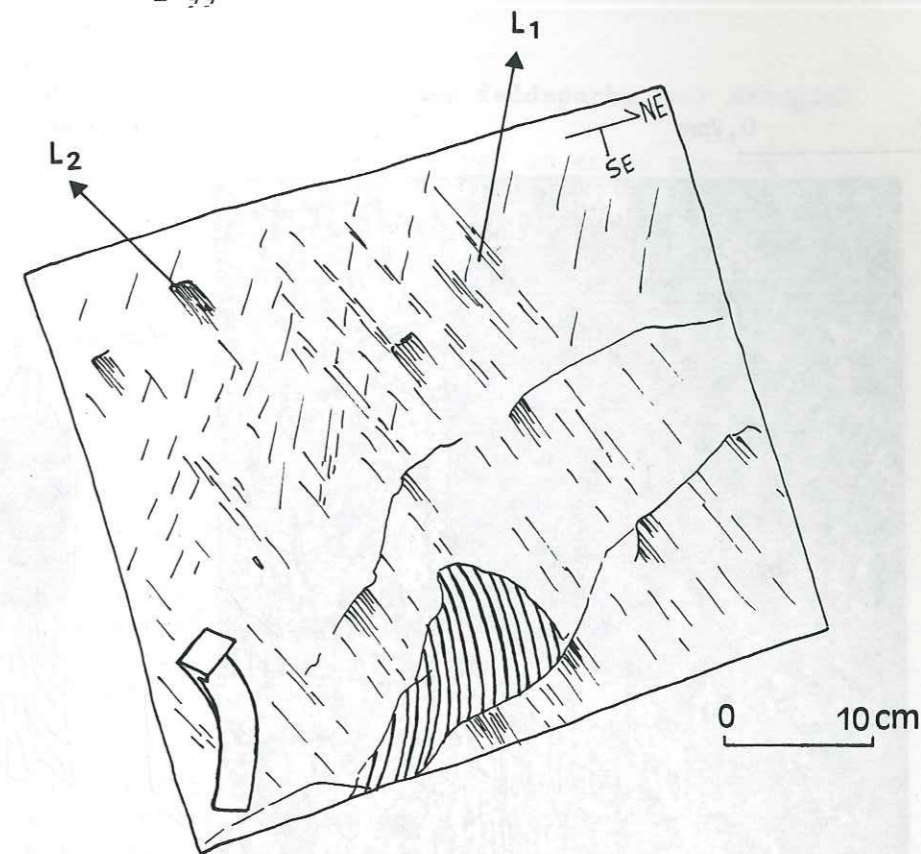


Fig. 31 : Placage de quartz fibreux indiquant une rotation antihoraire du cisaillement chevauchant, dans les mylonites de la bordure occidentale du Mont-Blanc.

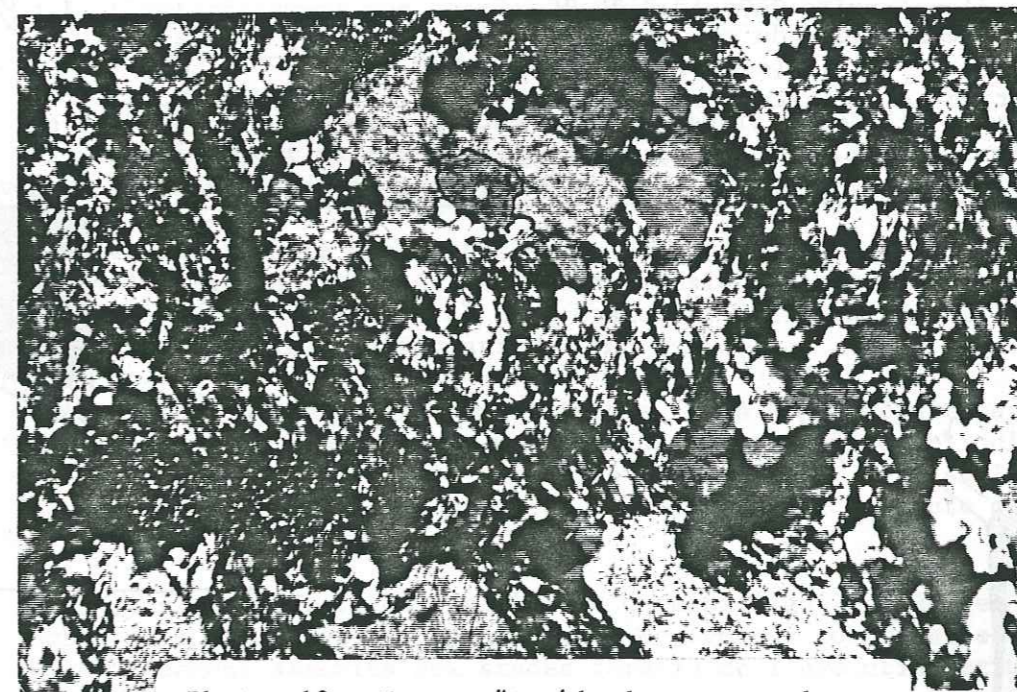


Photo. 19 : Forme sigmoïde des queues de cristallisation dans le plan de schistosité mylonitique de la bordure occidentale du Mont-Blanc. (1.m. en section λ_1 λ_2 ; nicols croisés)

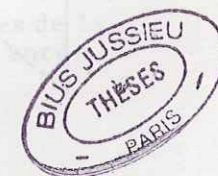
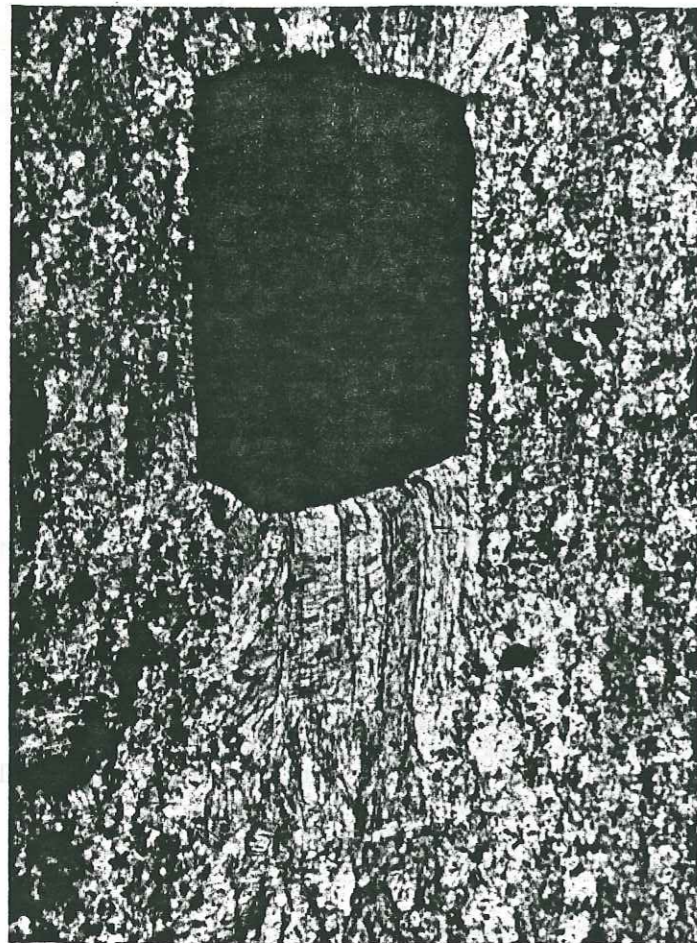


Fig . 32 : Reconstitution de la rotation antihoraire de l'étirement principal λ_1 au niveau du couloir de Chamonix. (croissance antiaxiale des fibres de calcite autour d'une pyrite)

0 0,2mm



(stade fini observé)

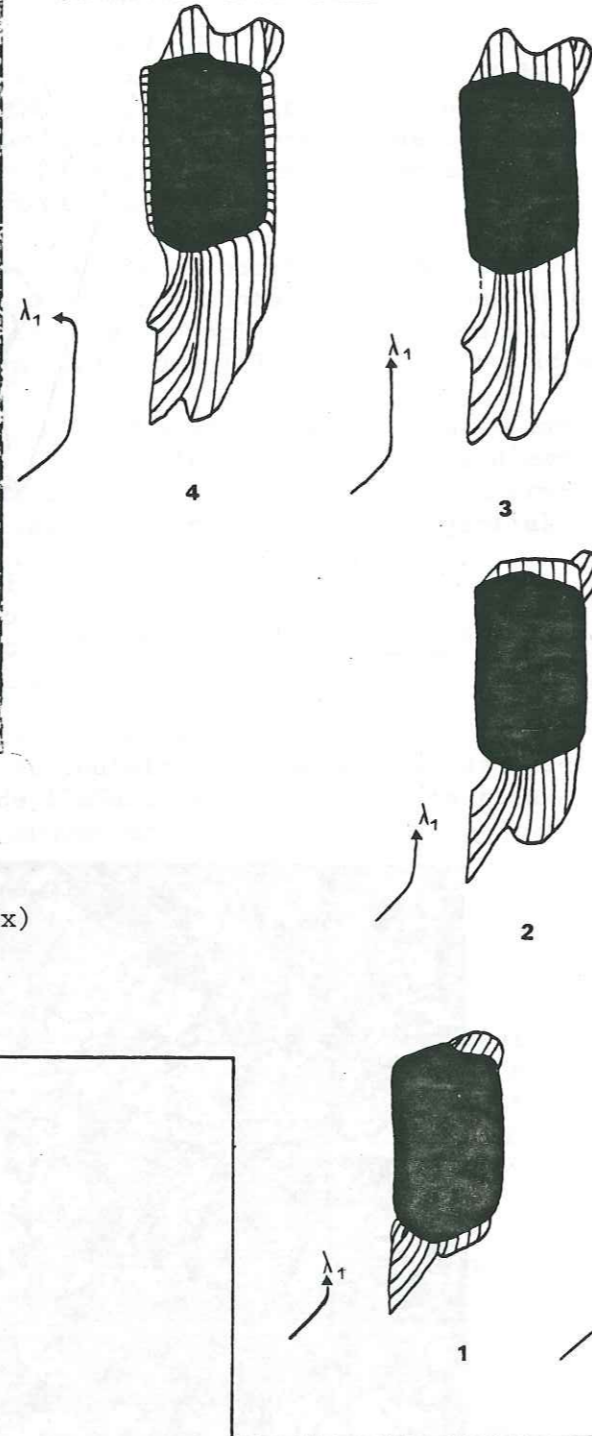


Photo. 20 : Changement progressif de la direction de croissance de fibres de calcite aux bordures d'une pyrite dans le plan de schistosité du mésozoïque du col de Balme. (couloir de Chamonix) (1.m; en section $\lambda_1 \lambda_2$; nicols ouverts)

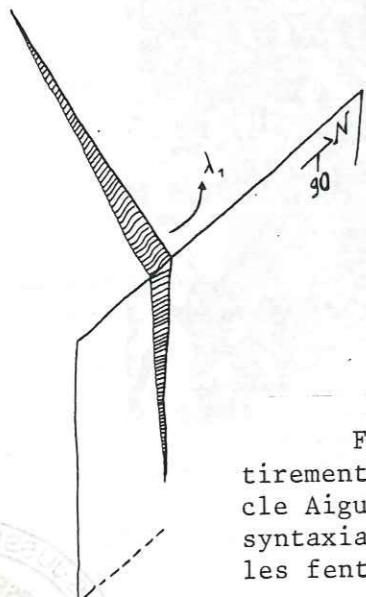


Fig . 33 : Rotation antihoraire de l'étirement principal subhorizontal λ_1 dans le socle Aiguilles Rouges-Belledonne. (croissance syntaxiale courbe des fibres de quartz dans les fentes de tension)

au cours de la déformation (tronçonnement des feldspaths ,par exemple).

Souvent, ce déplacement relatif est marqué par un tracé sinueux (sigmoïde) qui se fait, ici aussi, dans le sens d'une rotation antihoraire (croissance polyminérale globalement antiaxiale)(photo 19).

* C'est dans la couverture jurassique du couloir de Chamonix qu'on peut retrouver à l'échelle de la lame mince l'enregistrement des rotations les plus importantes (135°) (fig. 32, photo 20).

Elles rendent compte d'un passage plus ou moins continu par rotation antihoraire, de l'une à l'autre des deux directions extrêmes mesurées au niveau du couloir de Chamonix et de la bordure mylonitique occidentale du Mont Blanc: direction initiale N 175, direction finale N 35°.

Compte-tenu de l'orientation moyenne du plan de schistosité (direction NE-SW à NNE-SSW; pendage SE) et du sens de cisaillement (composante chevauchante), cette rotation traduit ici le passage plus ou moins progressif depuis un décrochement senestre initial dirigé vers le N à un décrochement dextre final.

Il est important de noter que la composante décrochante senestre initiale paraît généralement complètement oblitérée à l'examen de la déformation à l'échelle macroscopique.

Elle est cependant d'une importance capitale dans la logique de l'évolution structurale régionale car elle peut être reliée à un épisode précoce de compression de direction NS se traduisant:

- en profondeur: par l'aplatissement initial subvertical de direction ENE-WSW de l'orthogneiss du Mont Blanc;
- en superficie: par les cisaillements tangentiels subméridiens accompagnant les premiers transports de la couverture vers le N ou le NNE.

3.3. L'aplatissement non coaxial du domaine Aiguilles Rouges - Belledonne interne.

On a vu (p. 92) que dans ce domaine l'essentiel de la déformation combinait un aplatissement vertical subméridien et un cisaillement transcurrent senestre (subhorizontal ou à faible plongement N) de même direction.

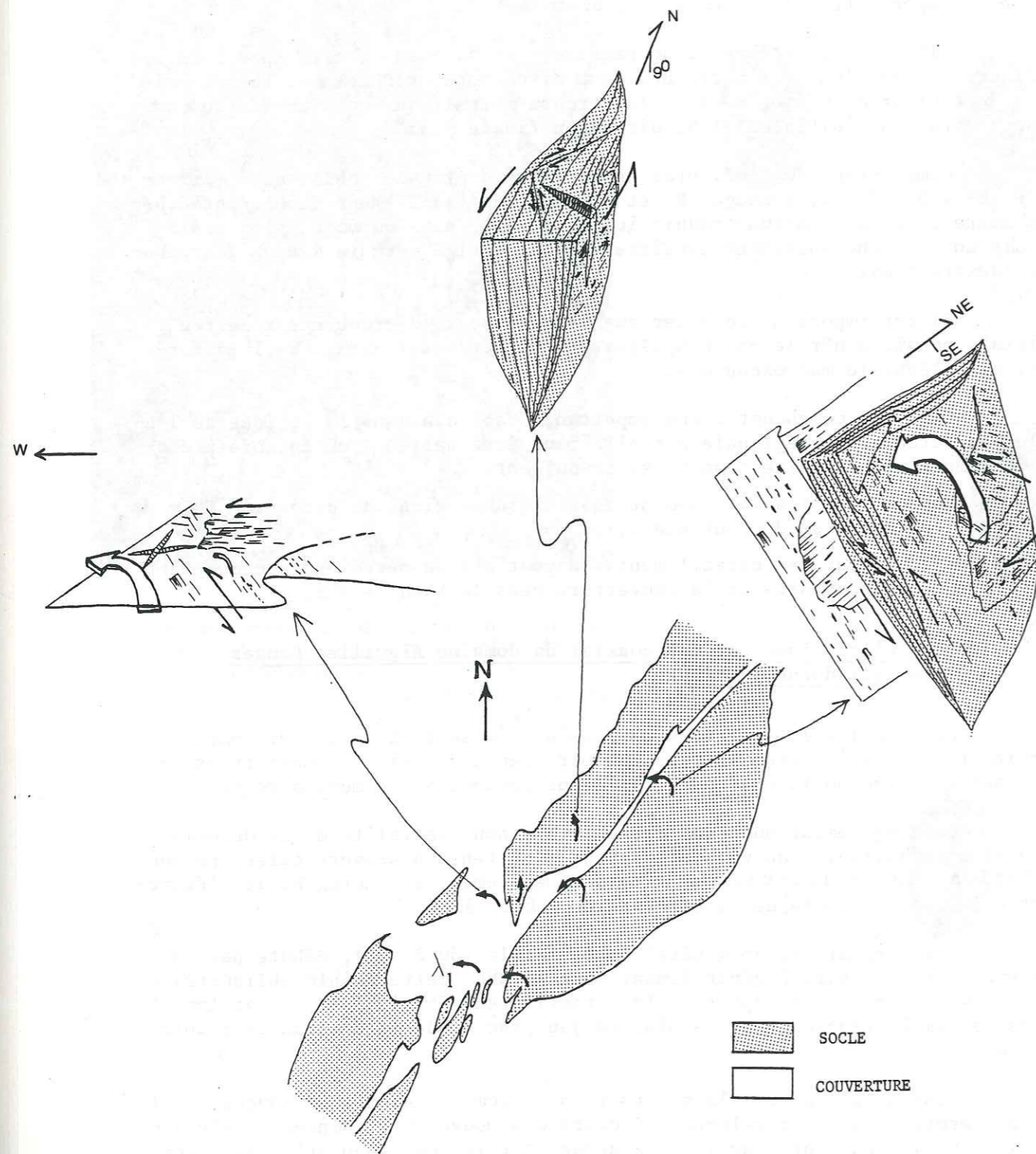
On a également noté que cette faible non coaxialité de la déformation se matérialisait, au niveau des fentes de tension subverticales, par une rotation subhorizontale, de sens également antihoraire, de l'étirement principal au cours de la déformation (fig. 33).

Cette rotation, en général assez faible (30 à 40°), débute par un étirement initial dirigé généralement vers le NNE. Cette faible obliquité de l'étirement initial par rapport à la direction subméridienne du cisaillement senestre semble témoigner de la mise en jeu précoce de la composante d'aplatissement.

Dans sa globalité, la déformation du domaine Aiguilles Rouges - Belledonne semble donc se développer au cours des mouvements compressifs de direction EW, logiquement associés aux stades tardifs de l'évolution structurale régionale (p. 64).

Toutefois, on peut envisager qu'une déformation décrochante senestre, localisée, ait commencé à se développer au cours des stades plus précoces de la déformation régionale en réponse à la compression d'orientation NNW-SSE enre-

Fig . 34 : Les trajets de l'étirement principal λ_1 au cours de la déformation alpine à l'échelle régionale.



gistrée dans le socle plus interne: orthogneiss du Mont Blanc.

Dans cette hypothèse, il serait alors possible de corrélérer l'évolution de cette déformation relativement profonde (schistosité verticale NS) et celle de l'interface socle couverture (schistosité initiale subhorizontale) de la façon suivante:

- Stades précoces:
 - . mise en jeu combinée de cisaillements senestres subhorizontaux, localisés, en profondeur et du cisaillement tangentiel initial dirigé vers le Nord, à l'interface socle-couverture.
- Stades tardifs:
 - . en profondeur, aplatissement vertical accommodé par un cisaillement senestre subhorizontal ou à faible plongement Nord;
 - . en superficie, réutilisation locale de la schistosité subhorizontale pour un cisaillement tangentiel dirigé vers l'Ouest ou plissement de cet interface initialement subhorizontal.

En conclusion, l'analyse de la déformation incrémentale fait état d'une rotation antihoraire, progressive et régionale de l'étirement principal au cours de la déformation, mais dont l'importance varie suivant les secteurs (fig.34).

Mise en relation avec les variations du régime de la déformation et l'hétérogénéité de la déformation, cette rotation permet respectivement de rendre compte de l'ordre d'apparition des structures à toutes les échelles, et d'expliquer la coexistence d'une déformation progressive et de déformations superposées (D 1 et D 2).

Il est alors possible d'interpréter l'architecture régionale finie comme le résultat d'une déformation progressive qui, étant donné l'échelle importante du secteur étudié, peut être considérée comme résultant d'une compression régionale dont la direction tourne également dans un sens antihoraire depuis une direction initiale NS à NNW-SSE à une direction finale EW.

4. LES MECANISMES DE LA DEFORMATION ET LES CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION.

L'analyse, jusqu'ici essentiellement géométrique de la déformation, doit être confrontée à l'étude des mécanismes de la déformation qui, eux, nous renseignent sur les conditions physico-chimiques qui ont régné au cours de la déformation.

Les variations de ces conditions limites, dans l'espace et dans le temps, et leur relation avec celles de la déformation finie à l'échelle régionale, permettent de contraindre et d'affiner la reconstitution de l'histoire de la déformation régionale.

Ces mécanismes de déformation (à l'échelle du grain) sont contrôlés par les facteurs suivants:

- Température.
- Pression.
- Vitesse de déformation.
- Contrainte.
- Activité des fluides.
- Nature lithologique.

MÉCANISME ASSOCIÉ AU
CHANGEMENT DE FORME DU
GRAIN OU DE L'AGRÉGAT
CRISTALLIN.

* FRAGILE:

Changement de forme sans
déformation intra-
cristalline.

* DUCTILE:

Plastique:
changement de forme
apparent.

Plastique
changement de forme
vrai.

Superplastique:

Déformation d'ensemble de
l'agrégat cristallin.
(grande déformation en
métallurgie)

OBSERVATIONS EN LAME MINCE.

- Fracturation (cataclase): Ex.: feldspath
- Rotation rigide.
- Glissement entre les grains.

- Dissolution sous pression en bordure de grain: Ex.: quartz et calcite.
diffusion liée à l'activité des fluides (bandes sombres résiduelles de
dissolution, localisées, orientées perpendiculairement à la direction
de raccourcissement maximal (λ 3); fibres dans les zones abritées.

- Glissement + translation par réutilisation des clivages: Ex.: mica, calcite.
- * Déplacement et accumulation des dislocations (kink-band, extinctions
onduleuses): Ex.: quartz.

- * avec évolution vers des processus
. de restauration (formation de sous-joints)
. de recristallisation
dynamique (migration de joints)
statique (nucléation par recuit thermique)
aboutissant respectivement à des textures polygonales allongées ou
équilibrées.

- Glissement aux joints de grains dominant.
Ne peut être que soupçonné dans les secteurs où l'ensemble des processus
(particulièrement la fracturation et la recristallisation dynamique) ont
permis une forte réduction de la taille des grains (donc une augmentation
corrélative du nombre de grains et des joints de grains) et une orienta-
tion préférentielle de ces joints de grains parallèlement à la direction
de l'étirement ou du glissement.

4.1. Les principaux types de mécanismes dans le socle et dans la
couverture.

Ces mécanismes sont définis à l'échelle de la lame mince par le
comportement rhéologique du cristal ou de l'agrégat cristallin vis-à-vis
de la déformation.

D'une façon générale, dans le socle comme dans la couverture, dif-
férents types de mécanismes se combinent au cours de la déformation, du fait
de la diversité des phases minérales en présence, chacune de ces phases é-
tant caractérisée par une rhéologie qui lui est propre.

Ainsi, à la déformation essentiellement cassante des feldspaths,
s'oppose un comportement essentiellement plastique du quartz.

Le tableau ci-contre résume les principaux types de mécanismes dé-
terminables optiquement à l'examen des lames minces. Toutefois, sur l'ensem-
ble de la région, et pour l'ensemble des phases minérales, ces mécanismes ne
participent pas tous avec la même importance à la déformation. S'il est dif-
ficile de déterminer un mécanisme dominant pour chacun des secteurs étudiés,
on peut cependant établir des différences sur l'importance relative d'un mé-
canisme donné d'un secteur à l'autre, voire la mise en jeu locale de certains
mécanismes inexistantes dans d'autres secteurs.

Ce sont ces différences qui constituent le point important de cette
étude. Elles permettent, en effet, d'établir une relation entre les variations
des caractéristiques de la déformation finie à l'échelle régionale et les va-
riations des conditions physiques et chimiques qui ont favorisé la mise en jeu
de mécanismes particuliers.

4.2. Les variations des mécanismes de la déformation à l'échelle
régionale.

On s'intéressa successivement au socle puis à la couverture mésozoï-
que étant donné leur texture et leur minéralogie nettement différentes.

a) Le socle.

On peut globalement opposer le socle interne du Mont Blanc (en tout
cas sa bordure occidentale) à l'ensemble plus externe Aiguilles Rouges-
Belledonne sur la base des arguments suivants:

* Le Mont-Blanc:

Les mylonites du Mont Blanc se caractérisent par une intense dé-
formation plastique du quartz avec évolution vers des processus de restaura-
tion et de recristallisation (mise en jeu probable de phénomènes de recuit)
(photo 21).

En reliant ce fait à l'existence locale d'orientations préféren-
tielles de réseau acquises au cours d'un glissement prismatique dominant (ce
type de glissement apparaît plutôt à température élevée (Tullis *et al.*, 1973)),
on peut conclure que la température est restée relativement élevée durant une
période importante de la déformation: pendant (glissement prismatique) et
après (recristallisation statique) une partie de la déformation plastique.

La présence de petites baguettes de biotites néoformées au sein
d'agrégats de quartz polygonaux, également recristallisés, est compatible
avec le maintien d'une température relativement élevée au cours de la défor-
mation (photo n° 22).

Enfin, l'augmentation importante des joints de grains résultant des différents processus de la déformation, ainsi que leur tendance fréquente à se paralléliser à la direction du glissement général, laisse soupçonner la mise en jeu d'une déformation superplastique (Boullier, Guéguen, 1975) par glissement aux joints de grains dominant.

Celle-ci peut être mise en relation avec une vitesse de déformation élevée.

* *Les Aiguilles Rouges et Belledonne:*

Par rapport au Mont Blanc où la forte restructuration dynamique du quartz semble contribuer pour une part importante à l'intense déformation interne du matériel, il est plus difficile de définir un mécanisme prépondérant dans la déformation du socle plus externe Aiguilles Rouges - Belledonne.

La déformation plastique du quartz reste généralement peu évoluée (accumulation des dislocations: extinctions onduleuses) sans apparition de restauration ou de recristallisation, du fait d'une déformation plus faible et d'une température sensiblement plus basse que dans le Mont Blanc.

Toutefois, toujours comparativement au Mont Blanc, la dissolution sous pression se manifeste ici de façon toujours très marquée par l'individualisation de bandes résiduelles de dissolution, en relation avec une vitesse de déformation relativement faible (photos n° 14, p.93).

Remarque: Les secteurs où cette dissolution est particulièrement importante montrent corrélativement une forte chloritisation des anciennes biotites.

La chloritisation semble donc directement liée à l'importance de l'activité des fluides au cours de la déformation. Dans le Mont Blanc, les anciennes biotites métamorphiques ou magmatiques restent en général relativement stables pendant la déformation sauf au niveau de la bordure sud-ouest du massif où une intense chloritisation accompagne, ici aussi, les indices d'une forte dissolution (abondance des bandes résiduelles de dissolution).

On peut toutefois associer cette manifestation locale d'une importante activité hydrothermale avec la proximité immédiate de la couverture mésozoïque dans ce secteur sud-ouest du Mont Blanc.

Il faut également noter que cette chloritisation apparaît comme un phénomène relativement tardif, la plupart des chlorites étant assez faiblement déformées (photo n° 23).

b) La couverture.

Les différentes observations en lame mince du matériel carbonaté post-triasique ont permis ici aussi d'établir une opposition entre le couloir sédimentaire de Chamonix (secteur du Col de Balme) et la couverture plus externe de la base de la nappe du Mont Joly.

* *Le couloir de Chamonix:*

Comparativement à la base de la nappe du Mont Joly, la déformation se caractérise ici par une importante déformation plastique de la calcite, particulièrement évidente pour les grains de grosse taille (torsion des clivages, glissement le long des clivages avec généralement combinaison des deux phénomènes: torsion d'un des clivages partiellement accommodée par glissement sur l'autre clivage).

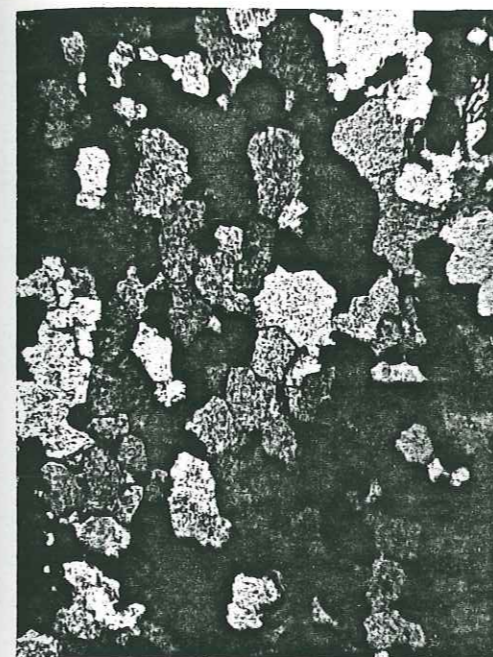


Photo. 21 : Texture polygonale équante résultant d'une recristallisation statique du quartz (grains purs sans défaut cristallin) dans les ultra-mylonites de la bordure nord-occidentale du Mont-Blanc. (1.m.; nicols croisés)



Photo. 22 : Baguettes de biotite alpine développées dans la direction de flux des ultra-mylonites de la bordure nord-occidentale du Mont-Blanc. (1.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$; nicols croisés)

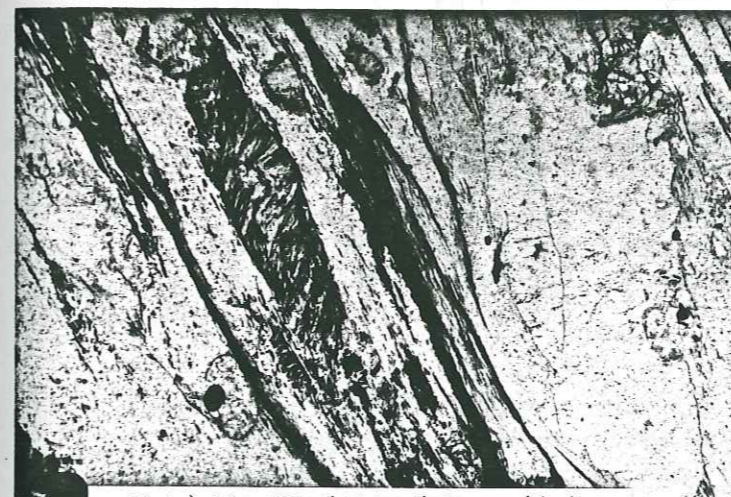


Photo. 23 : Chlorite tardive associée à une forte pression-dissolution caractéristique de la bordure sud-ouest du Mont-Blanc. (nicols ouverts)

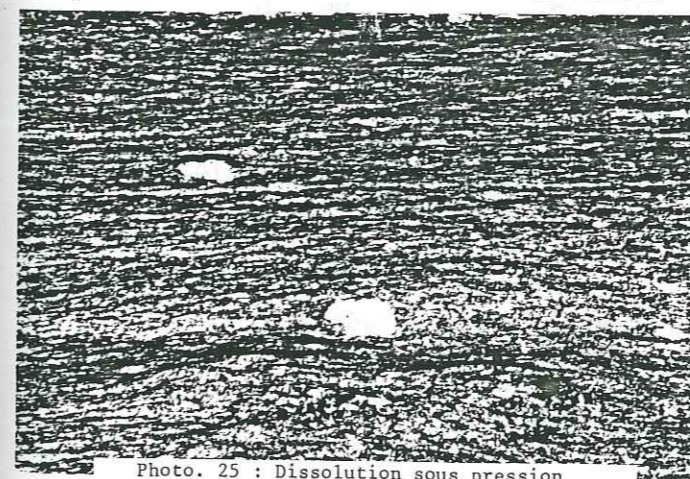


Photo. 25 : Dissolution sous pression à la base de la nappe du Mont-Joly. (nicols ouverts)

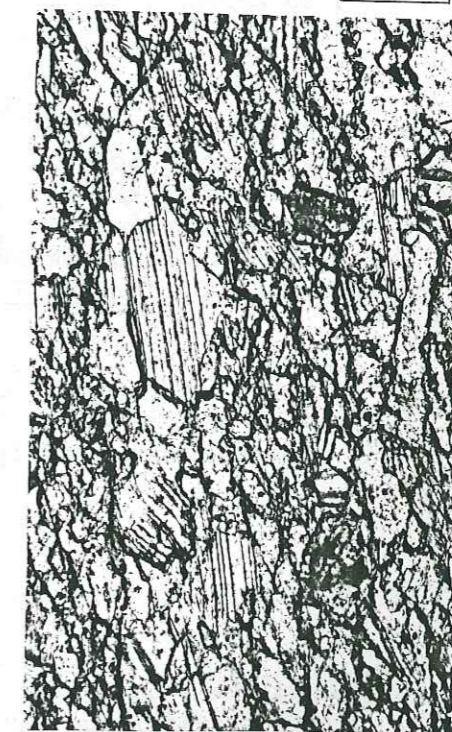


Photo. 24 : Orientation préférentielle des clivages de la calcite parallèlement à la direction de flux dans les calcaires jurassiques du col de Balme (Couloir de Chamonix) (1.m. en section $\lambda_1 \lambda_3$; nicols ouverts)

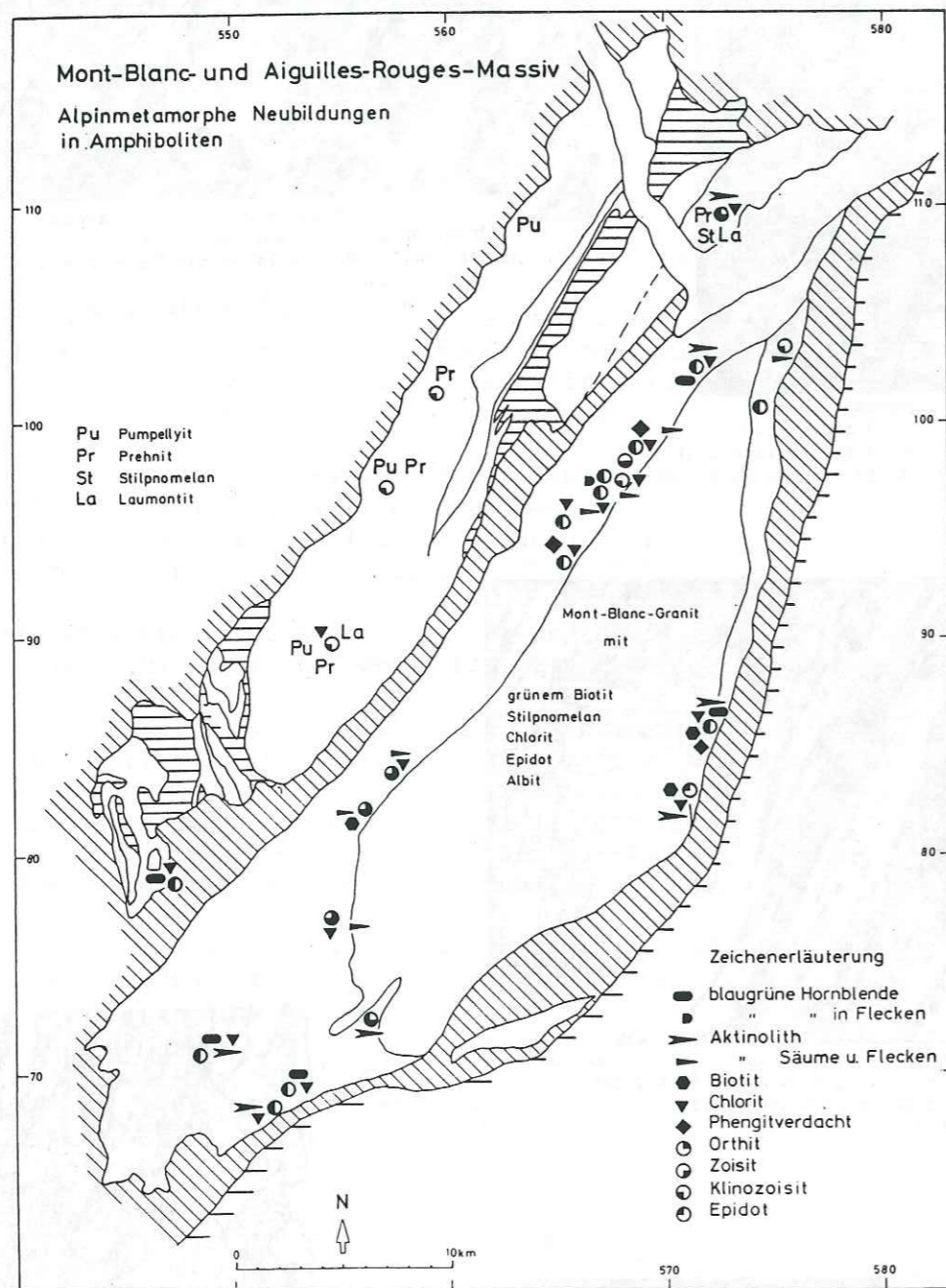


Fig. 35 : Localisation des minéraux de néoformation alpine . (d'après Von Jürgen et Von Raumer.1974.)

On peut également observer ce même type de déformation intracrystalline au niveau des grains de calcite de la fraction microgrenue.

Les grains se particularisent généralement par:

- une forme assez régulière, presque rectangulaire,
- des joints de grains lisses, souvent rectilignes et subparallèles à la direction de l'étirement minéralogique,
- la parallélisation fréquente d'un des deux clivages à cette direction d'étirement minéralogique (photo 24).

Ces observations laissent supposer la mise en jeu d'une déformation plastique généralisée à l'ensemble de l'agrégat cristallin qui, comme les mylonites du Mont Blanc, doit évoluer vers une déformation superplastique (vitesse de déformation élevée).

* La base de la Nappe du Mont Joly.

Comparativement au couloir de Chamonix, la dissolution sous pression semble jouer ici un rôle prépondérant dans la déformation (forte pénétrativité des films résiduels de dissolution, présence de chlorite) (photo 25).

Elle implique une vitesse de déformation relativement lente et une intense activité de la phase fluide compatible avec l'existence, classiquement admise (Rubey et Hubbert, 1959), d'une pression des fluides anormale à la base des nappes de couverture.

4.3. Le contexte métamorphique régional.

On peut compléter cette approche des conditions physiques de la déformation basée sur l'étude des mécanismes de la déformation, par les quelques données déjà existantes, relatives au contexte métamorphique alpin régional.

* Au niveau du socle, l'étude des minéraux de néoformation alpine permettent de situer globalement les conditions métamorphiques dans le faciès schiste vert, avec toutefois un éventail assez large qui va du faciès zéolitique (Aiguilles Rouges) au début du faciès amphibolitique (Mont Blanc) (Von Jürgen et Von Raumer, 1974).

Les variations observées s'inscrivent en partie dans un gradient métamorphique positif régional, dirigé des zones externes vers le massif du Mont Blanc. Mais elles semblent également résulter d'une variation des conditions P et T au cours de la déformation, comme au niveau du Mont Blanc où ces auteurs ont pu différencier deux stades de métamorphisme, le premier (caractérisé par l'apparition d'une Hornblende) étant marqué par une pression plus élevée que le second (fig. 35).

Par ailleurs, une étude des inclusions fluides dans les fentes à quartz alpines (Poty *et al.*, 1974) du Mont Blanc a fourni les valeurs suivantes pour la pression et la température:

$$400 < T < 420^{\circ}\text{C}$$

$$2,5 < P < 3 \text{ Kb}$$

Elles impliquent une surcharge lithologique d'une dizaine de kilomètres (pour un gradient géothermique de 37°C par Km).

Ces données quantitatives sont compatibles avec l'évaluation du taux d'érosion au niveau du Mont Blanc (0,7 Km/MA) qui laisse supposer la

mise en jeu au cours du tertiaire d'une surcharge d'une dizaine de kilomètres (Clark et Jäger, 1969).

* En ce qui concerne la couverture, un gradient métamorphique positif, toujours dirigé vers le massif du Mont Blanc a également pu être défini sur la base:

- d'une étude de la cristallinité des illites de part et d'autre de la terminaison méridionale du Mont Blanc;
- de la découverte de chloritoïde toujours dans ce même secteur de la terminaison méridionale du Mont Blanc (Leikine *et al.*, 1983).

Ces données permettent de situer globalement le contexte métamorphique alpin du secteur étudié dans le domaine épizonal (P= 3 Kb et T=400°C; facies schiste vert) avec une décroissance de la pression et de la température

- dans l'espace:
depuis le massif du Mont Blanc vers les zones externes,
- dans le temps:
depuis les stades précoces jusqu'aux stades tardifs de la déformation.

5. CONCLUSIONS.

Les principaux résultats de l'analyse de déformation régionale sont récapitulés dans le tableau suivant.

	BASE DE NAPPE SUPERFICIELLE (MONT JOLY),	SOCLE EXTERNE AIGUILLES ROUGES - BELLEDONNE,	COULOIR DE CHAMONIX - BORDURE OCCIDENTALE DU MONT BLANC,	SOCLE INTERNE MONT BLANC PARTIE CENTRALE
DEFORMATION FINIE				
* Type d'ellipsoïde	aplatissement	aplatissement	aplatissement à déformation plane	aplatissement
* Intensité	forte	faible	très forte	
REGIME	non coaxial	faiblement non coaxial	fortement non coaxial	
ROTATION ANTIHORAIRE DE L'ETIEMENT PRINCIPAL AU COURS DE LA DEFORMATION.	50° (base de nappe) 90° (toit du socle)	40°	130°	
RELATION ENTRE DEFORMATION ET DEPLACEMENT.	déplacement tangentiel dirigé vers le NNW puis vers l'W	raccourcissement horizontal EW accommodé par un cisaillement transcurrent NS senséstre	décrochevauchement senséstre évoluant en décrochement dextre	raccourcissement horizontal NNE-SSW, puis EW
CONDITIONS AUX LIMITES BASEES SUR L'ETUDE DES MECANISMES DE LA DEFORMATION.				
* Température	faible	faible	élevée	élevée
* Vitesse de déformation	faible	faible	élevée	
* Présence de fluides	anormalement élevée	anormalement élevée	au niveau de la transition socle-couverture	
METAMORPHISME		zéolitique		schiste vert
MECANISME DE LA DEFORMATION A GRANDE ECHELLE	glissement gravitaire superficiel (ductile)	aplatissement et décrochements crustaux superficiels (ductile + cassant)		chevauchements crustaux profonds (ductile)

V. HISTOIRE DE LA DÉFORMATION: PROPOSITION D'UN MODÈLE DE DÉFORMATION PROGRESSIVE. 115

- 1. LE CHOIX DES REPERES ET DES LIMITES GEOMETRIQUES DU MODELE 115
 - 1.1. En coupe 115
 - 1.2. En plan 116
- 2. COMMENTAIRE ET DISCUSSION DU MODELE 117

V - HISTOIRE DE LA DÉFORMATION:
PROPOSITION D'UN MODÈLE DE DÉFORMATION PROGRESSIVE.

La reconstitution de l'histoire régionale de la déformation conduit à proposer un modèle tectonique schématisé, à grande échelle (en coupe et en plan), qui illustre le déplacement relatif des grandes masses lithologiques en présence, depuis leur position paléogéographique initiale, jusqu'à leur agencement structural actuel (Planche h.t. n° IV).

1. LE CHOIX DES REPERES ET DES LIMITES GEOMETRIQUES DU MODELE.

1.1. En coupe (a 1, ... , a 5).

* La configuration paléogéographique initiale a été illustrée par un bassin subsident dauphinois, bordé par les deux domaines de haut fond à couverture mésozoïque réduite: Mont Blanc et Aiguilles Rouges (p. 8) (a 1). Leur alignement arbitraire suivant une même transversale NNW-SSE dans le stade non déformé, permet de fixer une dimension pour la largeur initiale du bassin dauphinois, et par là même, de proposer une valeur du raccourcissement crustal responsable de la juxtaposition actuelle des deux massifs.

On a choisi ici 70 Km, valeur moyenne entre les 45 Km évalués par Beach (1981) et les 100 Km envisagés par Butler (1983) pour le raccourcissement des zones externes.

* La limite supérieure du modèle est figurée:

- d'une part, par le contact de base des unités ultrahelvétiques actuellement représentée à l'arrière et au Sud du Mont Blanc par la nappe de Ro-selette (p. 11);
- d'autre part, par le contact de base des préalpes (Chablais) recouvrant aujourd'hui les nappes dauphinoises (Platé et Aravis) à l'avant des Aiguilles Rouges (a 5).

* La limite inférieure est représentée par le chevauchement crustal, faiblement penté vers l'intérieur de la chaîne et proposé par Ménard (1979), Perrier et Vialon (1980) pour expliquer l'existence d'une surface à faible vitesse de propagation sismique à une profondeur de 10 à 20 Km sous la partie interne de l'arc alpin (a 5).

Ce découplage majeur de la partie supérieure de la lithosphère qui

prend naissance au niveau de la suture d'Ivrée, se prolonge actuellement jusqu'à l'avant des massifs cristallins externes. (fig. 36)

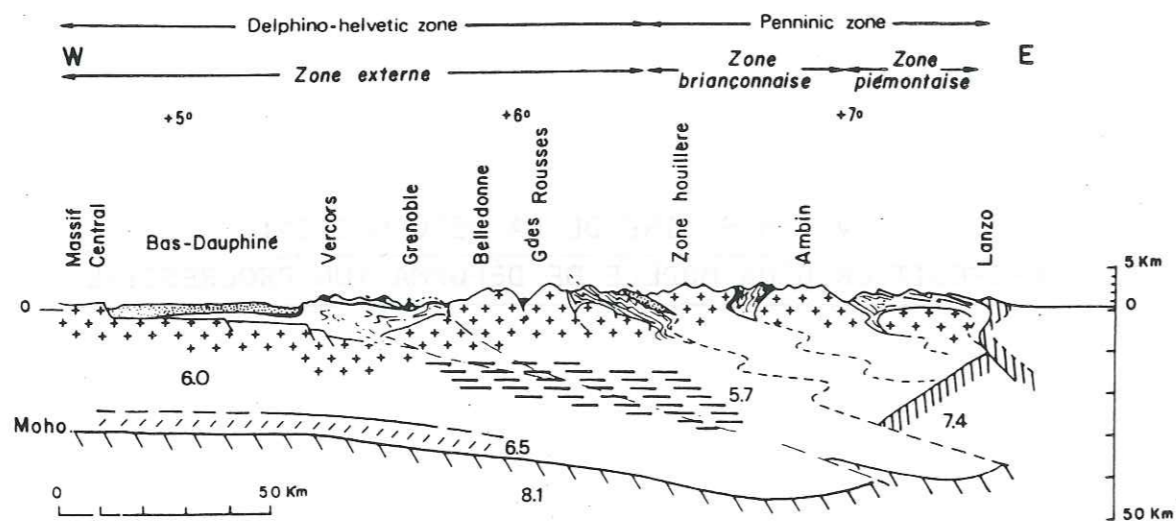


Fig. 36 : Coupe synthétique E.W du domaine alpin à la latitude de Grenoble, des zones penniques au Massif Central. (d'après Ménard G. 1979)

1.2. En plan (b 1, ... , b 5).

On a arbitrairement représenté le déplacement relatif des culminations de socles actuelles (Aar, Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) afin d'illustrer l'histoire du raccourcissement et de la translation du socle européen impliqué dans le développement de l'arc alpin nord occidental.

On a tenu compte, pour cela, des données concernant la géométrie et le régime de la déformation interne de chacun des massifs.

- * Aar: raccourcissement coaxial NNW-SSE (Choukroune, Gapais 1983),
→ translation persistante vers le NNW.
- * Mont Blanc: raccourcissement NNW-SSE évoluant vers un décrochevauchement dextre au niveau de sa bordure nord-occidentale,
→ translation vers le NNW puis vers l'W.
- * Aiguilles Rouges + Belledonne interne: raccourcissement EW accommodé par un jeu décrochant subméridien,
→ translation tardive vers le NW et vers l'W.

La propagation des chevauchements crustaux initiaux en direction de l'extérieur de la chaîne (vers le NNW) implique l'existence au niveau du socle d'une limite latérale au déplacement de l'ensemble Aar-Mont Blanc par rapport au socle plus externe non encore translaté.

Cette limite peut être assimilée à une rampe latérale décrochante senestre située à l'W du Mont Blanc, qui doit vraisemblablement passer en continuité au chevauchement frontal du Mont Blanc puis à celui des Aiguilles Rouges (b 3).

La mise en jeu déjà supposée (p.101) de décrochements senestres localisés, antérieurs au raccourcissement non coaxial final de direction EW, au niveau des Aiguilles Rouges et du rameau interne de Belledonne permet d'appuyer cette hypothèse.

2. COMMENTAIRE ET DISCUSSION DU MODELE.

Afin de rendre compte des principaux résultats de cette étude, on propose ici un modèle de déformation progressive, affectant le socle plus la couverture et qui se propage depuis l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne en réponse à des mouvements compressifs dirigés d'abord vers le NNW, puis vers l'W.

- La tectonique précoce.

Elle est illustrée par une déformation tangentielle dont le moteur est différent pour le socle et pour la couverture (a 2 et b 2):

- * Dans le socle, se développe un aplatissement (schistosité) de direction NNE-SSW et à pendage SSE, associé au cisaillement crustal profond dirigé vers le NNW.
- * La couverture montre un déplacement gravitaire vers le NNW combinant différents types de mécanismes (Merle, 1984);
 - un étalement gravitaire (pente de surface créée par l'arrivée progressive des unités internes);
 - un glissement gravitaire (pente de base résultant de l'élévation du toit du socle, du fait de son épaissement progressif depuis le SSE vers le NNW);
 - un glissement rigide (développement de la semelle de cargneules à la base de la série dauphinoise).

On suppose ici, que dans ces stades précoces, la déformation interne de la couverture dauphinoise se concentre au niveau des termes incompetents du Jurassique inférieur et moyen: développement de la schistosité et de la linéation d'étirement initiales (S1 L1) (a 2 et b 2).

On a pris le parti d'initier la diverticulation de la couverture dauphinoise, à partir de plis majeurs, développés dans la partie inférieure, moins compétente, de la couverture. Ces plis peuvent être initiés au niveau d'hétérogénéités du plan de glissement, introduites par exemple par un début d'écaillage du socle.

On a également voulu montrer que le glissement gravitaire de la couverture dauphinoise entraîne une dénudation du socle, à l'arrière des nappes en formation. Cette dénudation permet de prendre en compte la substitution de la couverture dauphinoise par les unités ultradauphinoises, envisagée par Triboulet et Eltchaninoff (1981) dans le secteur méridional du massif du Mont Blanc (p. 16).

On a fait correspondre, dans le développement de cette tectonique tangentielle précoce, le départ de la couverture dauphinoise avec le début de la déformation du socle et l'arrivée des nappes préalpines.

On situe ce stade précoce de la déformation entre 40 et 30 millions d'années en tenant compte:

- de la datation des premières biotites néoformées dans le massif du Mont Blanc (40 MA = Eocène supérieur);
- de la datation du comblement du bassin nummulitique dauphinois par l'olistrome sommital de la séquence terrigène paléogène dauphinoise (wildflysch helvétique), alimenté par l'arrivée des nappes préalpines en marche (Mercier de Lepinay, Feinberg, 1982).

- Les stades tardifs (a 4 et b 4, a 5 et b 5).

Ils correspondent au développement des déformations secondaires (S2, P2, L2), en réponse à l'évolution vers un décrochevauchement dextre entre Mont Blanc et Aiguilles Rouges et une tendance générale au redressement des structures. Ce dernier peut être attribué à un blocage des chevauchements crustaux, qu'on peut supposer être induit par la mise en jeu du cisaillement dextre tardif, également observé au Sud du massif de l'Aar. (Dolivo 1982)

Remarque: Etant donné l'approche essentiellement qualitative de ce travail, la valeur des déplacements relatifs entre les grands ensembles repères utilisés dans ce modèle, ainsi que la quantité de déformation interne qu'ils impliquent, sont bien entendu sujettes à discussion.

On s'est attaché, avant tout, à l'aspect géométrique de l'histoire de la déformation, en essayant de respecter une logique évolutive à grande échelle qui rende compte des observations de terrain.

VI - CONCLUSION GÉNÉRALE.

Au terme de ce travail, on retiendra les deux principaux résultats suivants:

* La mise en évidence du caractère alpin de la déformation des massifs cristallins externes au niveau du secteur étudié, établie sur la base de la relation structurale entre le socle et la couverture oblige à reculer les limites du champ de la déformation alpine en direction de l'avant-pays.

Elle atténue de ce fait la brutalité de la transition classiquement admise entre zones internes et zones externes.

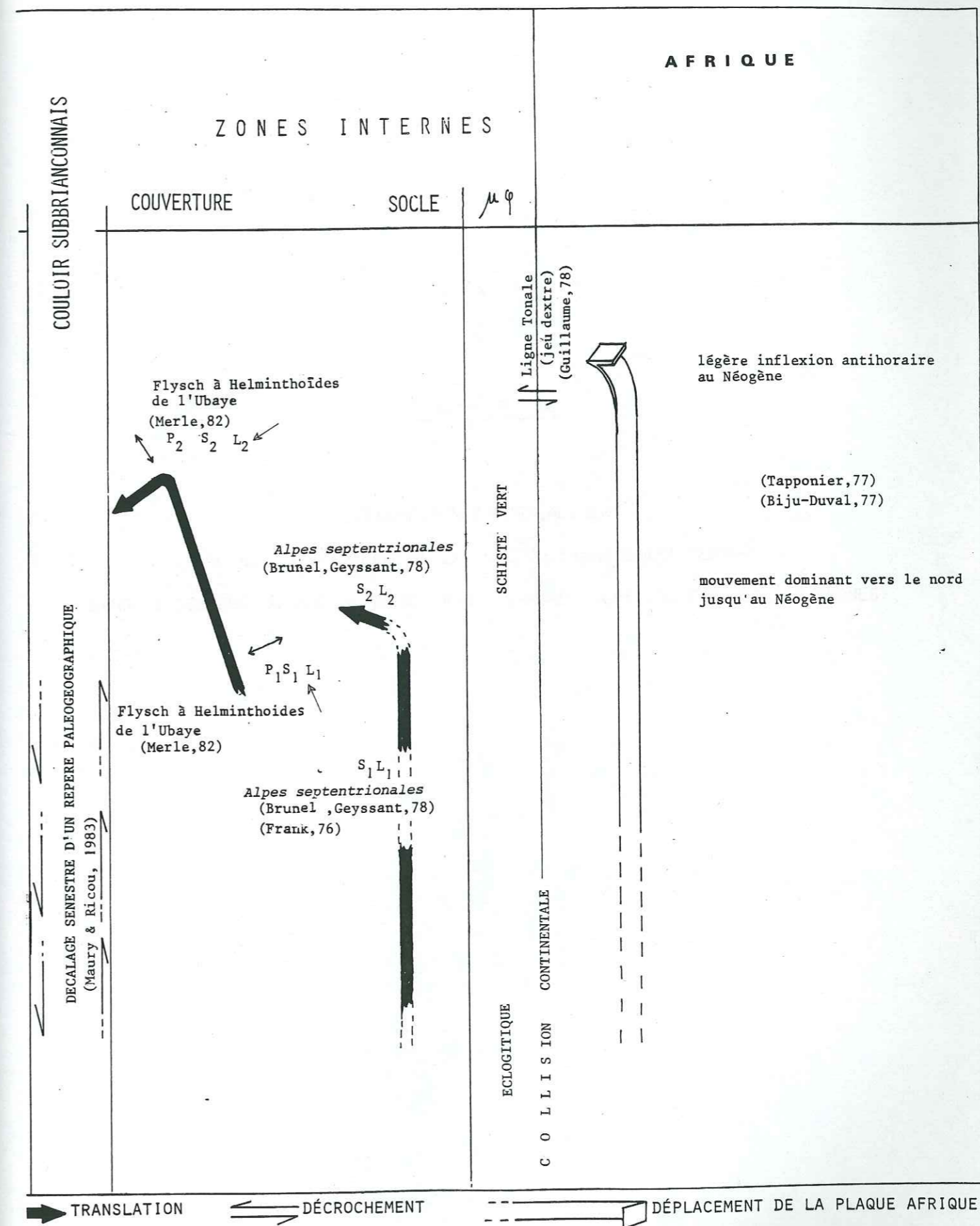
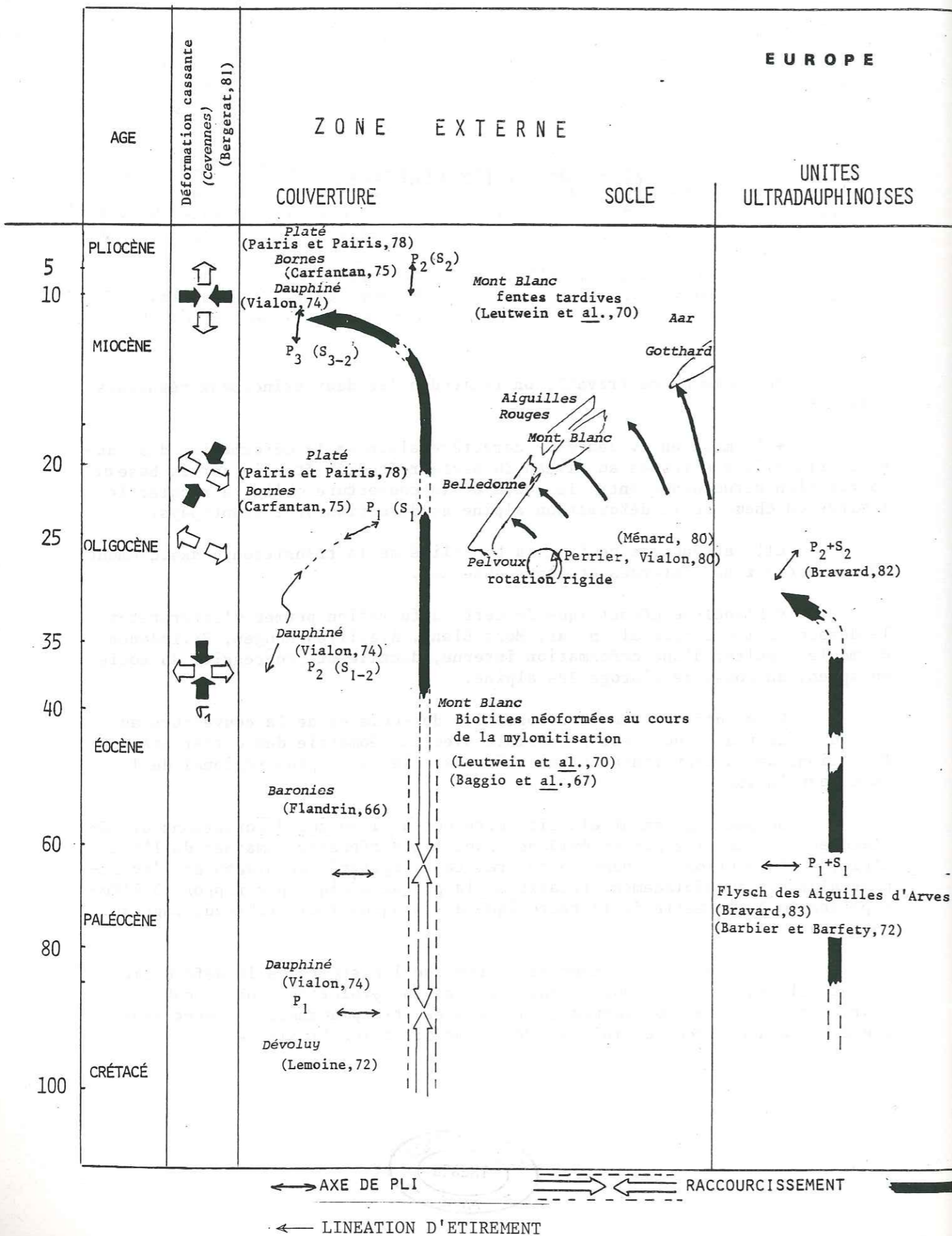
* L'analyse géométrique de cette déformation permet d'interpréter le dessin de l'arc cristallin Aar, Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne comme le résultat d'une déformation interne, ductile et progressive du socle européen, au cours de l'orogénèse alpine.

L'évolution de cette déformation du socle et de la couverture au niveau du secteur étudié est compatible avec la géométrie des différentes déformations de la couverture enregistrées dans le cadre plus régional de la zone dauphinoise.

On peut également élargir cette comparaison aux déformations et déplacements successifs mis en évidence dans les différents domaines de l'arc alpin, à l'évolution du champ de contrainte enregistré au niveau de l'avant-pays alpin et au déplacement relatif de la plaque Afrique par rapport à l'Europe stable à l'échelle de la tectonique des plaques (voir tableau, page suivante).

L'ensemble de ces données montre que l'histoire de la déformation à l'échelle du secteur étudié s'intègre dans une évolution globale cohérente pour tout l'arc alpin occidental, où serrages et déplacements passent grossièrement d'une direction initiale NS à une direction finale EW.







PLAQUE VERTICALE

INTRODUCTION

LES PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD

SECONDE PARTIE

DEFORMATION ET DEPLACEMENT
 AU NIVEAU DU FRONT DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD
 DANS LE SECTEUR DU COL DU GRAND SAINT BERNARD (ALPES SUISSES ET ITALIENNES)

LES STRUCTURES

LES CARACTÉRISTIQUES DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD

ANALYSE DE LA DEFORMATION

CONCLUSIONS

SOMMAIRE

1. INTRODUCTION	127
1.1. LOCALISATION	127
1.2. OBJET DE L'ETUDE	128
1.3. CADRE GENERAL ALPIN	130
2. LES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD.....	135
2.1. LES GRANDES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD	135
2.2. LES PROBLEMES LIES AU CONTEXTE STRUCTURAL PARTICULIER DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD	139
2.2.1. Le problème des déformations anté-alpines du socle	139
2.2.2. Le problème de la relation entre les structures mésoscopiques et les structures régionales	139
3. LES STRUCTURES	141
3.1. LES STRUCTURES ET LES DEFORMATIONS SUPERPOSEES DU FRONT DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD	141
3.2. LES DIFFERENTS ASPECTS DE LA SUPERPOSITION DES DEFORMA- TIONS DANS LE SECTEUR DU COL DU GRAND SAINT BERNARD ..	143
4. ANALYSE DE LA DEFORMATION	151
4.1. INTRODUCTION	151
4.2. LE CISAILLEMENT TANGENTIEL PRECOCE	152
4.2.1. Le socle	152
4.2.2. Le Trias	155
4.3. L'APLATISSEMENT VERTICAL TARDIF	157
4.4. LA DEFORMATION DECROCHEVAUCHANTE REGIONALE	161
4.4.1. Le Trias	162
4.4.2. Le socle	166
4.5. CONCLUSION	171

5. L'EVOLUTION DES CONDITIONS DE PRESSION ET TEMPERATURE AU COURS DE LA DEFORMATION.....	173
5.1. INTRODUCTION	173
5.2. LES GNEISS A GRENAT ET STAUROTIDE DE LA COMBE DE BARASSON (ZONE DU RUITOR)	174
5.3. LES GNEISS PRASINITIQUES DU FRONT DE LA ZONE DU METAILLER.....	179
5.4. CONCLUSION	183
6. COMMENTAIRES ET DISCUSSION DES RESULTATS	187
6.1. COMPARAISON DES DONNEES OBTENUES AVEC LES DEFORMATIONS SUPERPOSEES RECONNUES DANS LA ZONE PENNIQUE NORD - OCCIDENTALE	198
6.2. LES RELATIONS ENTRE L'EVOLUTION DE LA DEFORMATION ALPINE DANS LA ZONE DU COL DU GRAND SAINT BERNARD ET CELLE DU MASSIF DU MONT BLANC	192
7. CONCLUSION	197

1. INTRODUCTION

1.1. LOCALISATION.

Le secteur étudié couvre une petite superficie autour du col du Grand Saint Bernard. Il s'étend du Nord au Sud depuis le village de Bourg Saint Pierre en Suisse, jusqu'au Mont Mort, immédiatement au Sud du Col, à la frontière italo-suisse, et d'Est et Ouest, depuis les Monts Telliers, jusqu'au Petit Vélan en territoire helvétique. (FIG. 1)

1.2. OBJET DE L'ETUDE.

Cette étude très locale, du front de la zone du Grand Saint Bernard, dans le secteur du col du Grand Saint Bernard, est destinée à servir de complément à l'analyse de la déformation alpine du socle et de la couverture mésozoïque dans la région du Mont Blanc (GOURLAY, 1984).

Rappelons à ce sujet, que les deux principales directions structurales Nord Sud et Nord Est - Sud Ouest matérialisées à l'échelle cartographique par le découpage losangique des blocs Aiguilles Rouges et Mont Blanc, peuvent être respectivement reliées, du point de vue de la déformation finie, à un cisaillement transcurent senestre (couloir du Bon Nant à l'Ouest du Mont Blanc) et à un décrochevauchement dextre (couloir de Chamonix et bordure Nord Ouest du Mont Blanc).

Cette répartition du sens des cisaillements, suivant chacune des deux directions structurales majeures, s'intègre à une évolution globale, progressive, où le déplacement de la couverture mésozoïque superficielle et les chevauchements crustaux profonds sont d'abord dirigés vers le Nord puis vers l'Ouest.

Il paraissait dès lors important de vérifier si une telle logique évolutive pouvait se retrouver à l'arrière du Massif du Mont Blanc, et, en particulier, si l'orientation subméridienne du front pennique (parallèle à la face interne orientale du Mont Blanc), pouvait, corrélativement aux modalités de la déformation du socle plus

externe, était significative d'une mise en jeu prépondérante des mouvements longitudinaux dans les charriages du socle européen pendant la tectonique alpine.

D'une façon plus générale, on cherche à vérifier si, à l'échelle des Alpes occidentales, le gradient de déplacement entre zones externes et zones internes confère au front pennique la valeur d'une rampe décrochante senestre, à l'image de ce que l'on observe à l'échelle régionale, dans la région du Mont Blanc, où la forte allochtonie du Mont Blanc par rapport aux Aiguilles Rouges et à Belledonne s'explique par un mouvement décrochant senestre subméridien, dans Belledonne interne et dans la partie sud-ouest des Aiguilles Rouges, qui semblent ainsi, dans un premier temps, avoir limité vers l'Ouest le déplacement plus rapide du Mont Blanc vers le Nord puis vers le Nord-Ouest.

Dans cette optique, cette étude du front de la nappe du Grand Saint Bernard peut constituer le point de départ d'une analyse systématique depuis la Suisse jusqu'à la Ligurie, de toute la zone Briançonnaise, dont la spécificité, tant paléogéographique que structurale, en fait une zone privilégiée de l'étude des mouvements différentiels entre l'ensemble pennique interne très fortement translaté, et les zones plus externes, plus faiblement allochtones.

1.3. CADRE GENERAL ALPIN. (FIG. 2)

Au sein de la zone pennique, à une douzaine de kilomètres à l'Est du front pennique, le secteur du col du Grand Saint Bernard se situe dans la partie frontale de la zone du Grand Saint Bernard.

Celle-ci, encadrée à l'Ouest par la zone valaisane et à l'Est par la nappe des schistes lustrés piémontais, constitue le prolongement septentrional de la zone briançonnaise.

On distingue classiquement, d'Ouest en Est, au sein de la zone du Grand Saint Bernard, la zone houillère externe, peu ou pas métamorphisée, et un ensemble plus interne, constitué à la fois d'un socle anté-carbonifère déjà métamorphisé avant l'alpin (zone du Ruitor et de Siviez) et d'une série carbonifère volcano-détritique, paragneissifiée à l'alpin (zone carbonifère interne ou zone du Métaillier). (DEBELMAS, 1980)

On admet que le soubassement cristallin du Ruitor constitue le socle de la zone houillère externe, alors que le contact entre la zone du Métaillier et le bord interne de la zone du Ruitor, est considéré par CABY (1968) comme un accident majeur de la zone du Grand Saint Bernard.

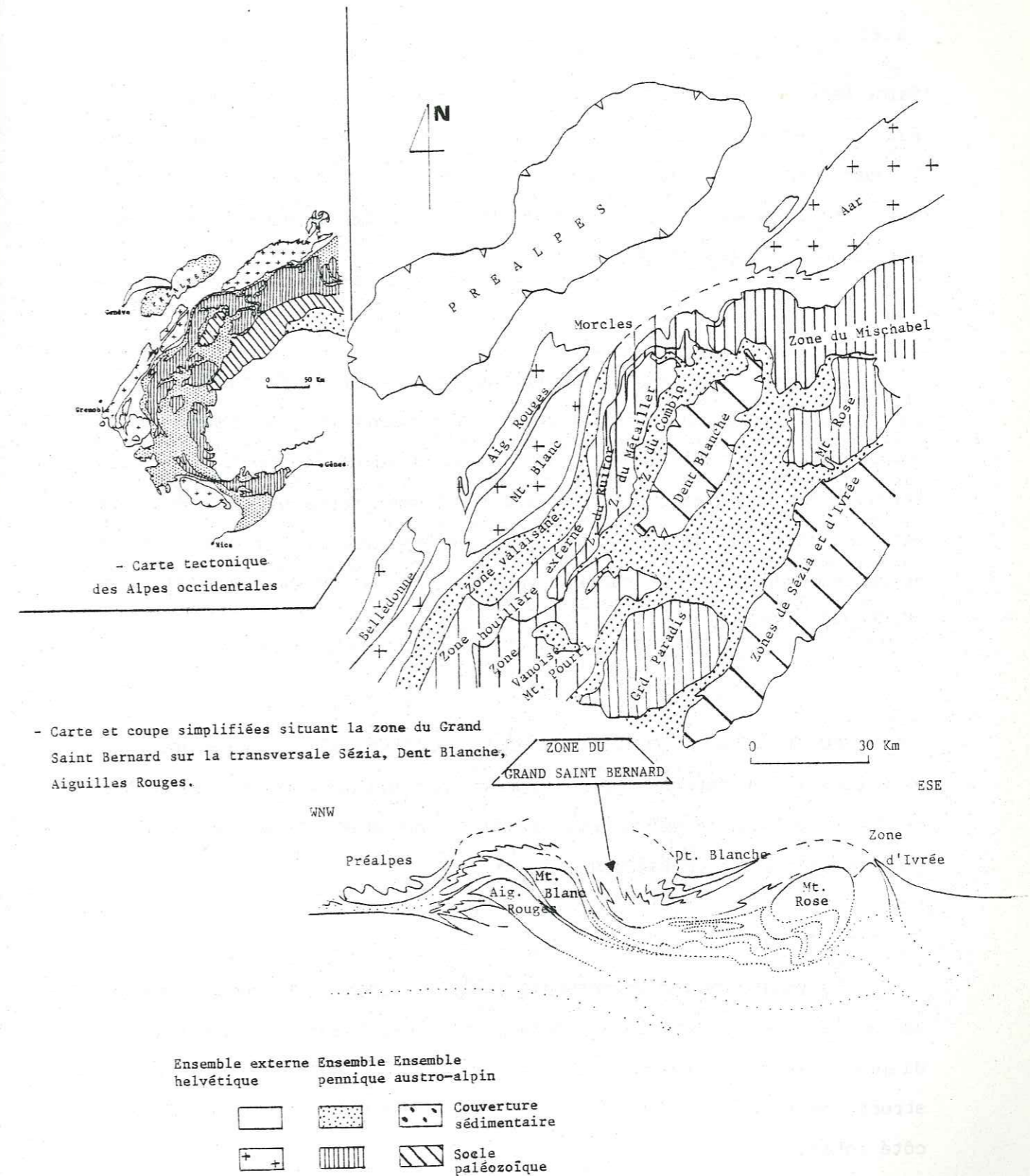


FIG. 2 : Cadre structural de la zone du Grand Saint Bernard

Les principaux prolongements longitudinaux de la zone du Grand Saint Bernard sont représentés, vers le Sud par la zone Vanoise-Mont Pourri, assimilée à la partie interne de la nappe du Grand Saint Bernard (zone du Métaillier ou zone carbonifère interne) et vers le Nord, en Suisse, par les zones du Bérissal et du Mischabel, homologues des zones du Ruitor et de Siviez.

Du point de vue lithologique, le socle anté-triasique (le Carbonifère et son substratum gneissique) constitue l'essentiel du matériel constitutif de la zone du Grand Saint Bernard. La quasi-totalité de sa couverture mésozoïque a vraisemblablement été décollée et translaturée vers le Nord-Ouest dans les Préalpes du Chablais et de la Suisse romande, où elle forme l'unité dite des "Préalpes médianes" (DEBELMAS, 1980)

Au Nord de la Vanoise, cette couverture mésozoïque n'est plus actuellement représentée que localement, par les grès et les quartzites du Trias inférieur et du Permo-Trias, intensément plissés au sein des schistes de la zone houillère externe.

Du point de vue structural, comparativement à la zone briançonnaise, la zone du Grand Saint Bernard conserve, à grande échelle, une disposition générale en éventail, associée au double déversement des structures vers le Nord-Ouest du côté externe et vers le Sud-Est du côté interne.

Toutefois, contrairement à la mégastucture anticlinoriale typique de la zone briançonnaise dans la région de Briançon, la zone du Grand Saint Bernard acquiert définitivement, dans le Valais Suisse, le caractère d'une véritable nappe de charriage, consécutivement à une intense remobilisation du socle, sous forme de grands plis couchés kilométriques, représentatifs de l'intense déformation des nappes métamorphiques profondes des zones internes.

Plus au Sud, excepté l'existence du grand pli couché de Vanoise septentrionale, d'extension régionale, mis en évidence par ELLENBERGER (1958), il n'existe pas d'arguments déterminants pour établir la preuve de l'allochtonie de la zone du Grand Saint Bernard, dont le noyau anté-carbonifère, au niveau de la zone du col du Grand Saint Bernard, se présente plutôt comme une succession de lames ou d'écaillés de socle très aplaties suivant un pendage assez fort vers l'Est.

2. LES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES STRUCTURALES DE LA ZONE DU COL DU GRAND SAINT-BERNARD.

2.1. LES GRANDES UNITES LITHOLOGIQUES ET STRUCTURALES DE LA ZONE DU COL DU GRAND SAINT BERNARD.

Au niveau du col du Grand Saint Bernard, la zone du Grand Saint Bernard se caractérise, cartographiquement, à la fois par un resserrement, une rectitude et une continuité remarquable des principales zones lithostratigraphiques qui la composent, en relation avec une accentuation régionale du pendage des structures vers l'Est. Ces zones lithostratigraphiques très minces, d'une largeur métrique à hectométrique, se suivent en longueur de façon continue, sur plusieurs dizaines de kilomètres. (FIG. 3, p. 136).

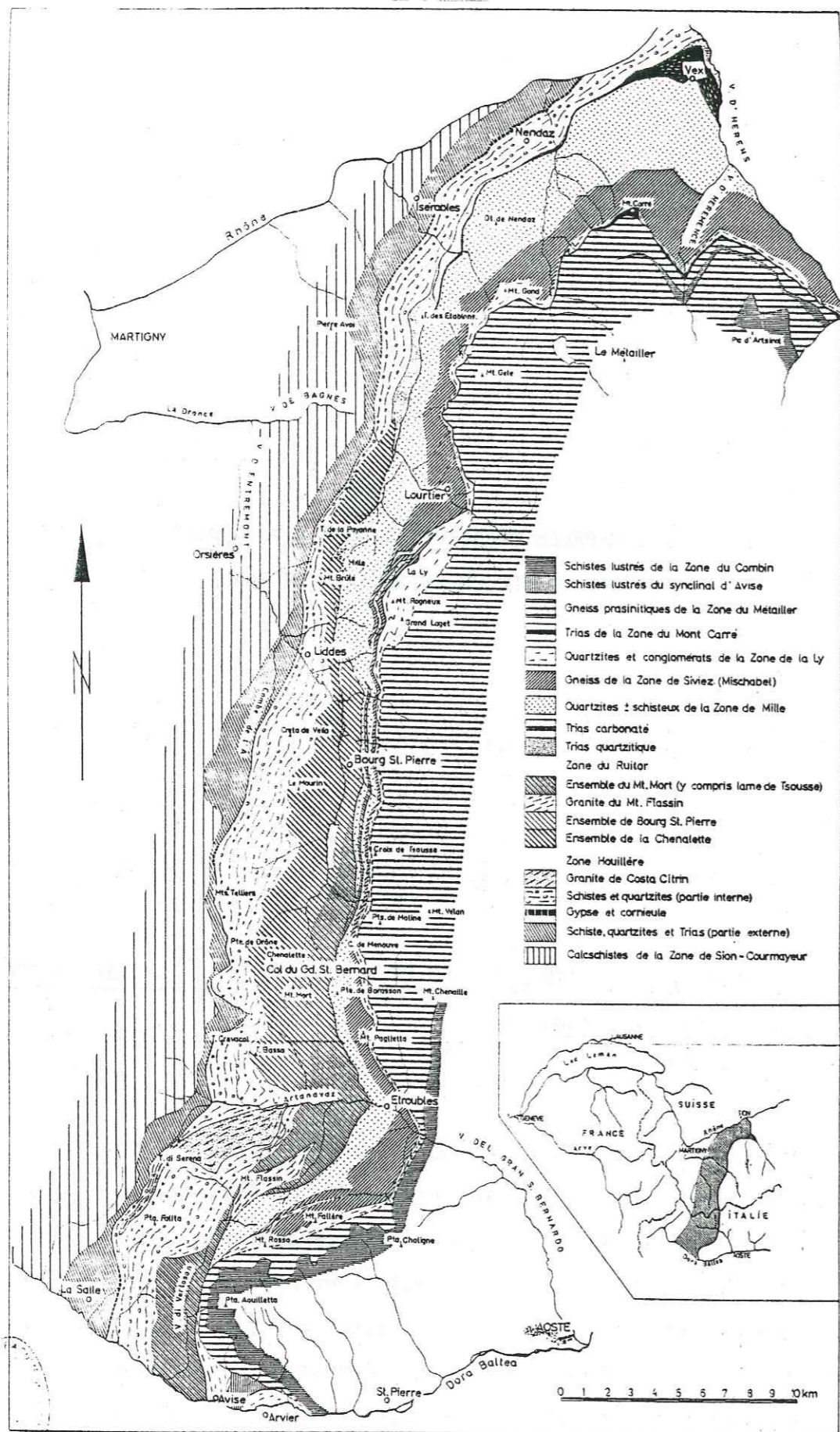


FIG. 3 : Carte tectonique du front de la zone du Grand Saint Bernard, depuis la Suisse (val d'Hérens) jusqu'à l'Italie (val d'Aoste). (d'après BURRI, 1983)

Ce secteur permet ainsi de recouper en 6 kilomètres, d'Ouest en Est, perpendiculairement aux structures, les trois principaux ensembles de la zone du Grand Saint Bernard, depuis la zone houillère externe jusqu'à la zone carbonifère interne, en passant par la zone intermédiaire armée de son substratum cristallin anté-carbonifère.

Une étude détaillée de ce secteur a conduit BURRI (1983) à définir dans chacune de ces zones les subdivisions suivantes. (FIG. 4, p. 138).

La zone houillère externe, relativement homogène, est représentée par des schistes noirs et des grès du Permo-Carbonifère, auxquels s'ajoutent des masses discontinues, plus ou moins importantes, de grès et quartzites du Trias inférieur.

Elle fait place, plus à l'Ouest, à la zone du Ruitor, principalement caractérisée par la présence du substratum gneissique anté-carbonifère qui se subdivise ici en trois lames séparées par des sédiments permo-carbonifères, celle de la Chenalette, la plus externe, celle de Bourg Saint Pierre, puis celle de la Tsousse, la plus interne.

Plus à l'Est réapparaît une quatrième lame de socle anté-carbonifère, constituant la zone de Siviez. Elle est séparée des gneiss de la zone du Ruitor par une importante bande de matériel permo-carbonifère, appelée zone de Mille.

Notons que, comme celle de la Tsousse, la lame gneissique de Siviez, malgré son extension cartographique plurikilométrique jusqu'en Valais suisse où elle forme la nappe du Mischabel, représente ici une bande dont l'épaisseur se réduit localement à quelques mètres.

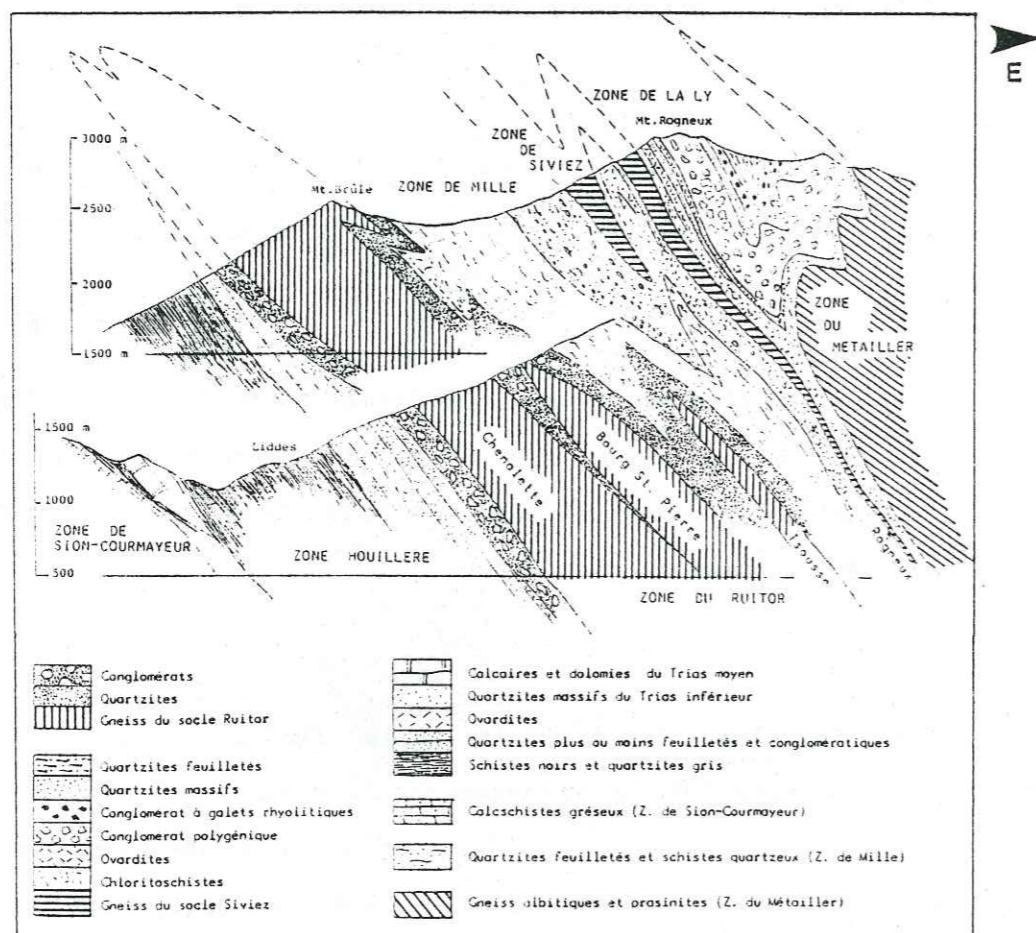


FIG. 4 : Coupe du front de la zone du Grand Saint Bernard montrant les relations possibles entre les différents ensembles lithostratigraphiques (socles et couvertures). (d'après BURRI, 1983)

Séparée de la zone de Siviez par une nouvelle bande de matériel carbonifère, la zone de La Ly, vient enfin la zone du Métaillier, ou zone carbonifère interne, recouverte plus à l'Est par la nappe des schistes lustrés piémontais.

Cette zone du Métaillier est globalement représentée par des gneiss prasinitiques, résultant du métamorphisme alpin d'un matériel volcano-sédimentaire.

2.2. LES PROBLEMES LIES AU CONTEXTE STRUCTURAL PARTICULIER DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD.

2.2.1. Le problème des déformations anté-alpines du socle.

Si l'on s'accorde à attribuer à la déformation et au métamorphisme du matériel permo-carbonifère un âge indiscutablement alpin, il n'en va pas de même pour son soubassement cristallin "polymétamorphique", qui d'après BURRI (1983), renferme localement des zones préservées par la tectonique alpine. En raison de l'absence de Mésozoïque en contact immédiat avec cet ancien substratum métamorphique, c'est par le biais d'une relation indirecte, entre les caractéristiques spécifiques des déformations précoces et tardives, établies séparément dans les matériaux du socle anté-carbonifère et ceux du Trias de la zone houillère externe, que j'ai pu conclure à l'âge alpin de la totalité de la déformation macroscopique observable au niveau du socle.

2.2.2. Le problème de la relation entre les structures mésostructurales et les structures régionales.

On a vu (p.133), que le secteur du col du Grand Saint Bernard ne permettait pas de rattacher les plis de petite dimension observables à l'échelle de l'affleurement à de grandes structures d'extension

régionale, comme les grands plis couchés développés dans la partie nord de la zone du Grand Saint Bernard où celle-ci prend véritablement un caractère de nappe.

Ici, les seuls plis d'assez grande taille ont été observés dans les grès et quartzites du Trias inférieur de la zone houillère externe.

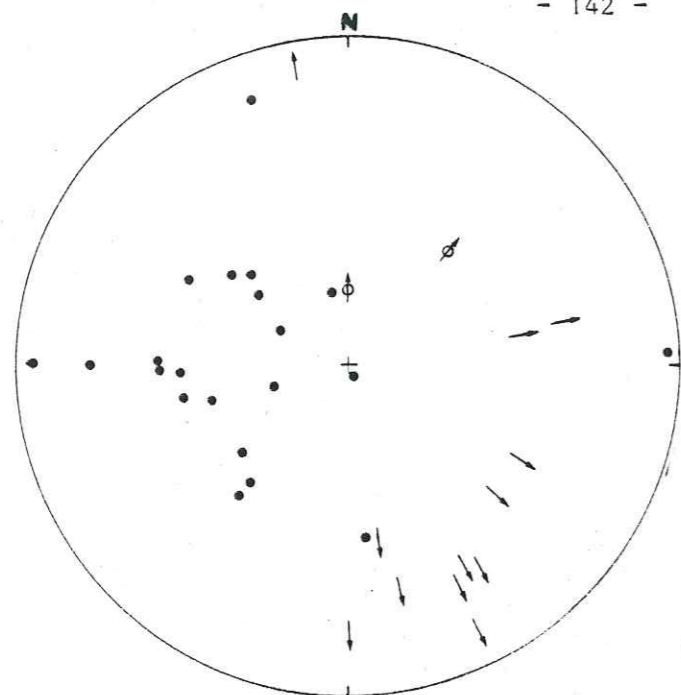
On s'est donc essentiellement borné à établir la chronologie des déformations superposées telle qu'elle apparaît à l'échelle de l'affleurement et à déterminer l'orientation des axes principaux spécifiques à chacune des déformations ainsi que le sens du cisaillement associé, en vue de reconstituer l'histoire des déplacements successifs mis en jeu au niveau du secteur étudié.

Cette approche cinématique pourra ensuite être comparée avec les différentes directions de charriage définies dans les régions avoisinantes, principalement à partir de la géométrie des grandes structures plicatives.

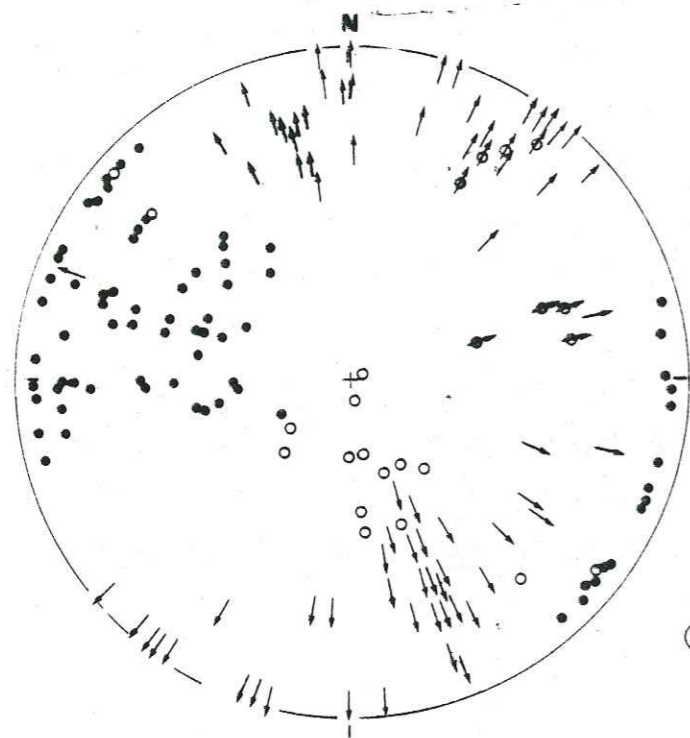
3. LES STRUCTURES

3.1. LES STRUCTURES ET LES DEFORMATIONS SUPERPOSEES DU FRONT DE LA ZONE DU GRAND SAINT BERNARD.

Les principales données microtectoniques concernant l'évolution tectonique du front de la zone du Grand Saint Bernard, depuis le Val d'Aoste jusque dans le Valais Suisse, sont le résultat d'une compilation établie par BURRI (1983), en support à son étude des relations lithostratigraphiques entre les différentes unités de socle et de couverture permocarbonifère impliquées dans la structure régionale.



(a) Trias



(b) Socle

- Linéation d'étirement
- Pôle de foliation Déformation régionale
- Linéation d'étirement
- Pôle de foliation Déformation précoce
- ⊕ Axe de pli

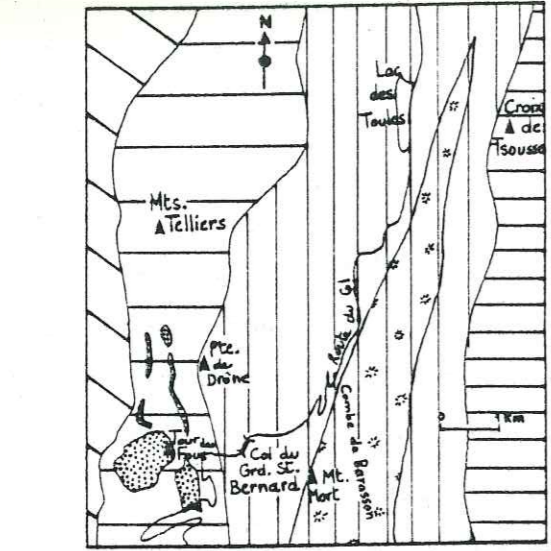
FIG. 5 : Stéréogramme des directions des éléments structuraux dans le secteur du Col du Grand Saint Bernard. (Hémisphère sup.)

S'appuyant sur les conclusions de CABY (1968), relatives à la chronologie des déformations penniques en val d'Aoste, BURRI distingue d'abord deux étapes de déformations pénétratives précoces, symmétamorphiques, marquées, pour la première, par une linéation minérale subméridienne et, pour la deuxième, par des plis transversaux d'axes WNW-ESE parallèlement auxquels se développe une seconde linéation d'étirement minéralogique, puis deux étapes tardives de rétrocharriage (FIG. 13, p. 188).

3.2. LES DIFFERENTS ASPECTS DE LA SUPERPOSITION DES DEFORMATIONS DANS LE SECTEUR DU COL DU GRAND SAINT BERNARD.

Dans ce travail, je montre que l'ensemble des matériaux du secteur du col du Grand Saint Bernard est affecté d'une foliation régionale, qui se parallélise grossièrement à l'orientation des structures cartographiques. Elle se caractérise par des variations importantes en direction (NNW-SSE à NE-SW) et en pendage (subvertical à subhorizontal). Cette foliation contient généralement une linéation minéralogique, bien marquée, tant dans les gneiss et les schistes du Houiller que dans la couverture triasique, et dont l'orientation varie entre le NNW-SSE et le NNE-SSW (FIG. 5).

En accord avec le caractère polyphasé des structures et de la déformation reconnu dans l'ensemble des zones penniques, les trajectoires de la déformation finie (trajectoires de la foliation et de la linéation d'étirement, (FIG. 6, p. 144) au niveau du secteur étudié, sont le résultat d'une évolution complexe mettant en jeu des étapes successives de déformation.



- 1 : zone Sion Courmayeur
- 2 : zone houillère externe
 - (a) : schistes du Houiller
 - (b) : couverture triasique
- 3 : zone du Ruitor
 - (a) : gneiss indifférenciés
 - (b) : gneiss à staurotides
- 4 : zone du Métaillier

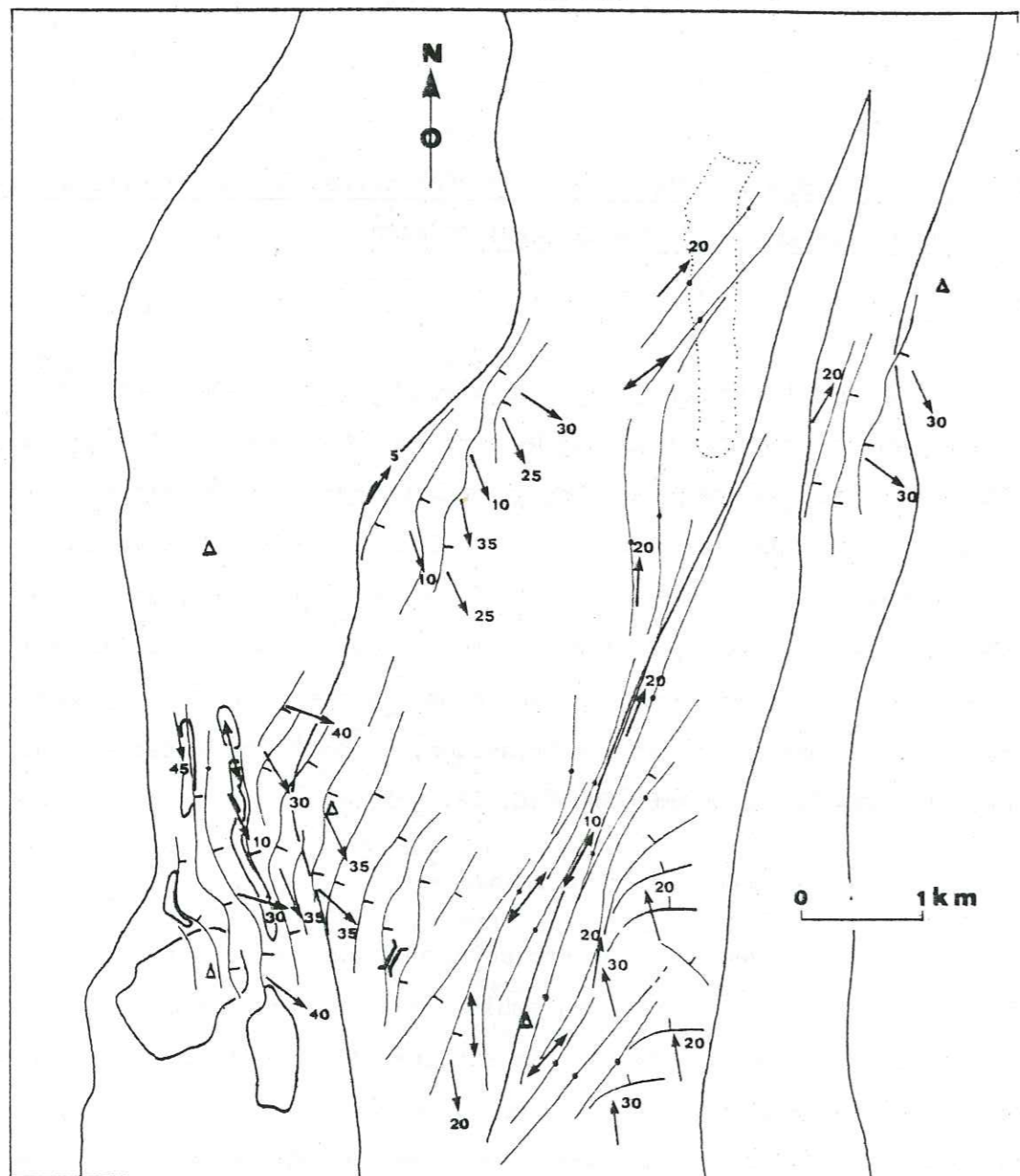
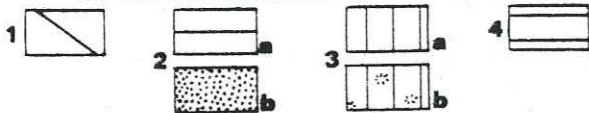


FIG. 6 : Trajectoires de déformation au niveau du Col du Grand Saint Bernard
 Trajectoires de foliation
 Linéation d'étirement

Ainsi, au niveau du Trias inférieur de la zone houillère externe, la foliation régionale constitue le plan axial de plis métriques à décimétriques très serrés, presque isoclinaux, d'axe généralement très redressé, qui reprennent une schistosité initiale très pénétrative (PHOTO 1).

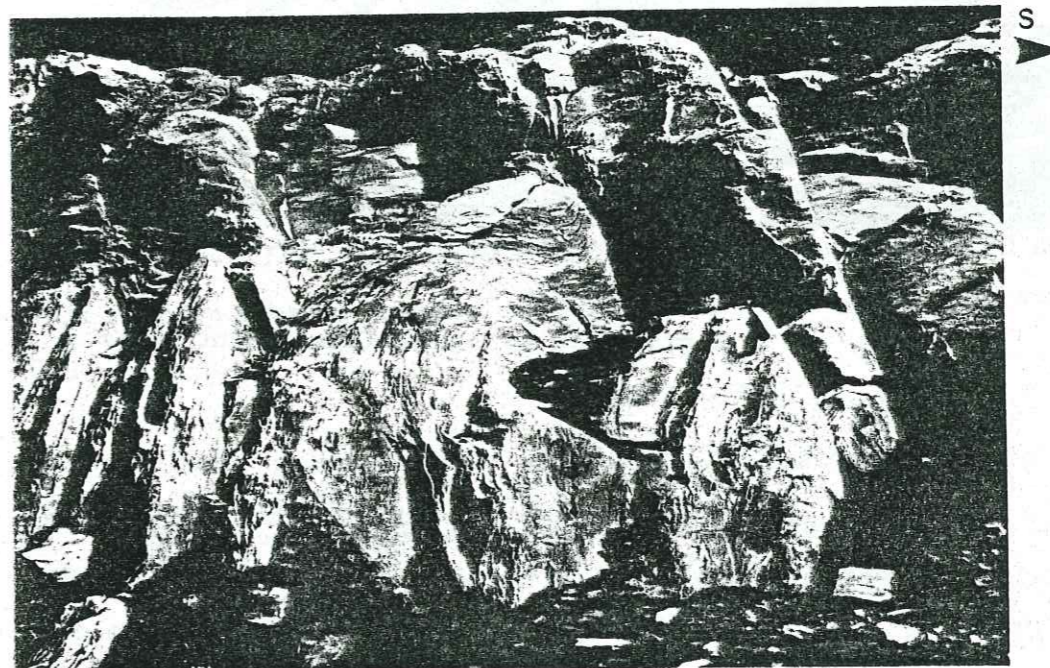


PHOTO 1 : Charnière de pli d'axe très redressé reprenant une première schistosité dans les quartzites triasiques de la zone houillère externe. (Au S-W des lacs de Fenêtre).

De la même manière, dans les matériaux du socle, cette superposition de déformations se traduit par des reprises de la foliation dans des plis asymétriques, de taille décimétrique, compatibles avec le fonctionnement d'un cisaillement à composante tantôt dextre, tantôt senestre, et dont les axes plongent généralement vers le NNW ou vers l'W. La schistosité secondaire, plan axial de ces plis, est elle-même impliquée dans des plis plus ouverts, également asymétriques (PHOTO 2, p. 146).



SSE



PHOTO 2 : Reprise de la foliation des gneiss de la zone du Ruitor dans deux plissements successifs.

(A proximité du Col du Grand Saint Bernard)

. Toutefois, ces reprises de la foliation par une, deux, voire trois étapes de plissements successifs, restent des observations ponctuelles souvent difficilement corrélables avec la chronologie des grandes étapes de la déformation définissable à l'échelle de l'ensemble du secteur étudié.

Cette succession des grandes étapes de la déformation régionale apparaît de façon très nette dans le secteur de la Combe de Barasson, au Sud-Est de la zone étudiée, entre le Mont Mort et la pointe de Barasson (FIG. 6, p.144).

Dans ce secteur, le socle cristallin anté-carbonifère associé à la zone du Ruitor, se singularise par l'existence d'une foliation subhorizontale (PHOTO 3, FIG. 7, p. 151) ou à léger pendage nord, contenant une linéation d'étirement de direction moyenne N 345 (FIG. 6, p. 144).

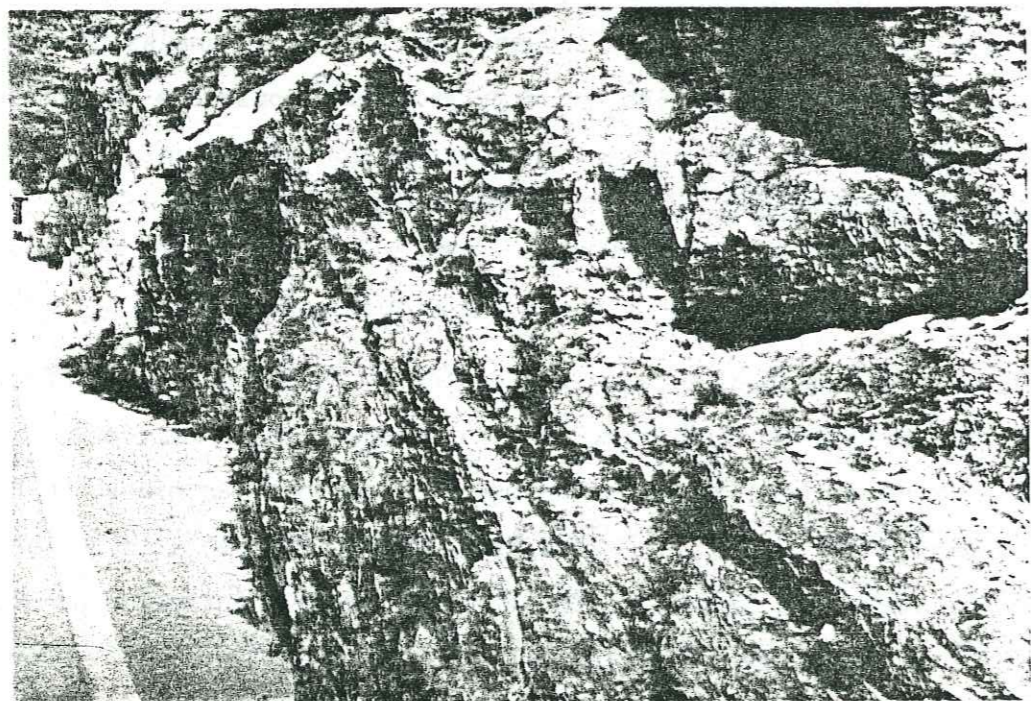
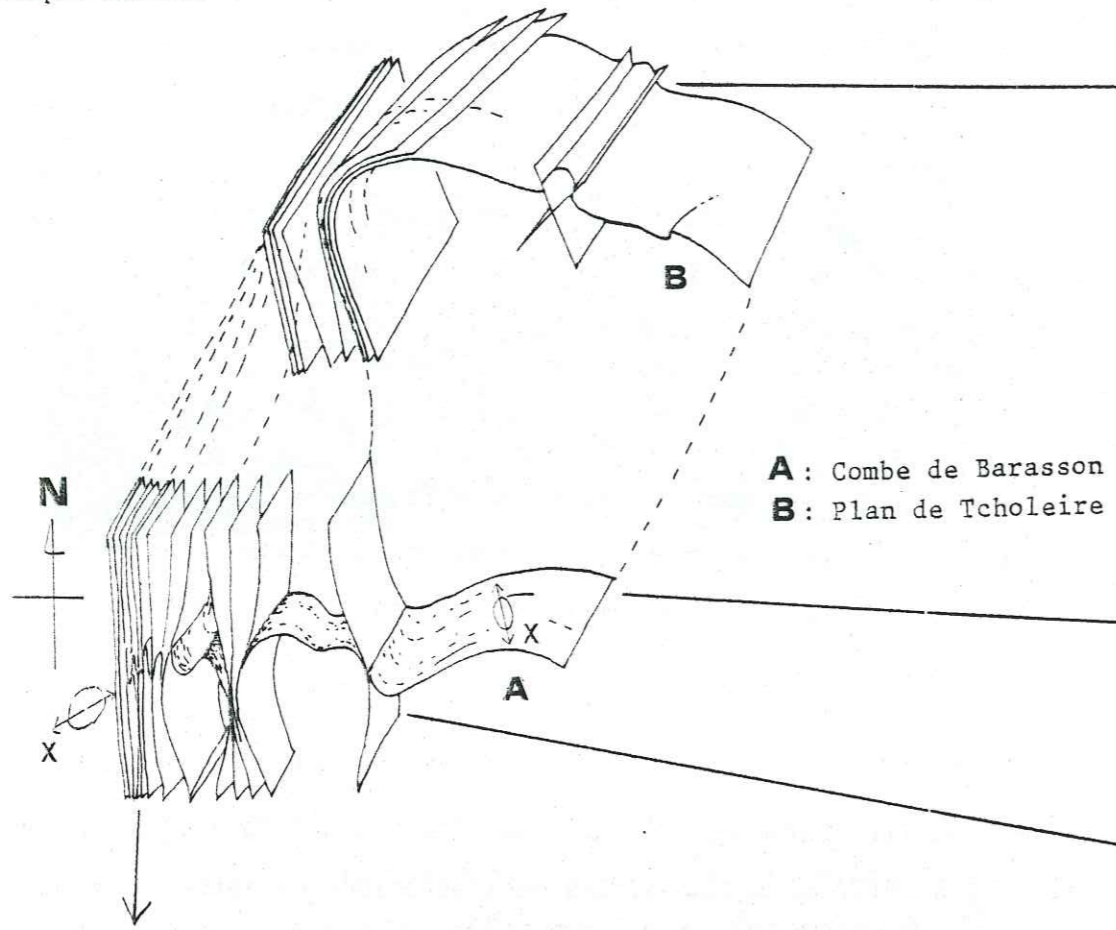
Elle représente ici une déformation initiale, recoupée tardivement par des kind-band et des failles subverticales (PHOTO 4, p.149) dont la pénétrativité va en s'intensifiant progressivement jusqu'à constituer, corrélativement à un micro-plissement de plus en plus intensif de la foliation initiale, une seconde schistosité pénétrative, subverticale, de direction NNE-SSW, contenant un étirement subhorizontal ou plongeant faiblement vers le NNE (jusqu'à 30°) (FIG. 7A, p. 148).

Cette déformation tardive forme un véritable couloir mylonitique axé sur la vallée qu'emprunte la route du col du Grand Saint Bernard (vallée de la Drance), depuis le Mont Mort jusqu'au lac des Toules. (FIG. 5, p. 142).

On retrouve localement, comme par exemple sur la rive ouest du lac des Toules (FIG. 6, p. 144), les manifestations de cette superposition de déformation, où la déformation tardive, subverticale isole, du fait de son développement hétérogène, des lentilles gneissiques dont la partie interne conserve les caractéristiques associées à la déformation précoce, une foliation subhorizontale contenant une linéation d'étirement subméridienne.

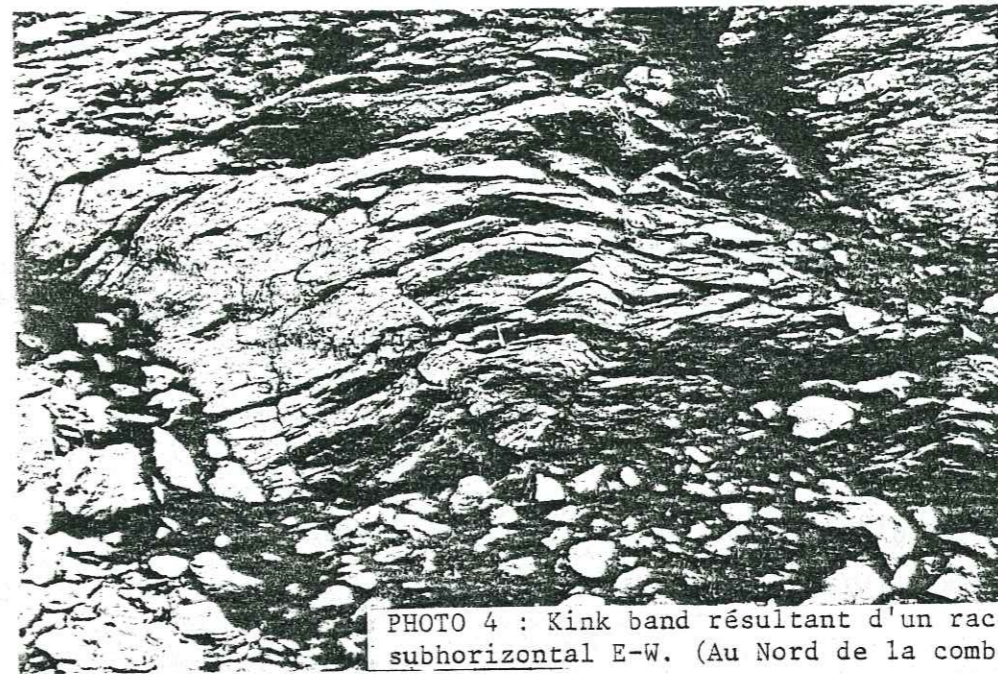
Contrairement à ce caractère nettement sécant des deux déformations, horizontale et verticale, particulièrement bien marqué à l'Est du Mont Mort, on peut observer, un peu plus au Nord, au niveau du Plan de Tcholeire (FIG. 6, p. 148), un passage continu depuis la foliation subhorizontale à la foliation subverticale, par une inflexion progressive du plan de déformation initiale qui semble s'inscrire dans un grand pli d'axe NNE SSW subhorizontal et déversé vers l'Ouest (FIG. 7B, p. 148).

FIG. 7 : Représentation schématique du passage de la foliation subhorizontale précoce de la combe de Barasson à la schistosité mylonitique verticale tardive du couloir de la route du Col.



ESE

PHOTO 6 : Schistosité mylonitique verticale, subméridienne, le long de la route du Col du Grand Saint Bernard. (Au Sud du lac des Toules)



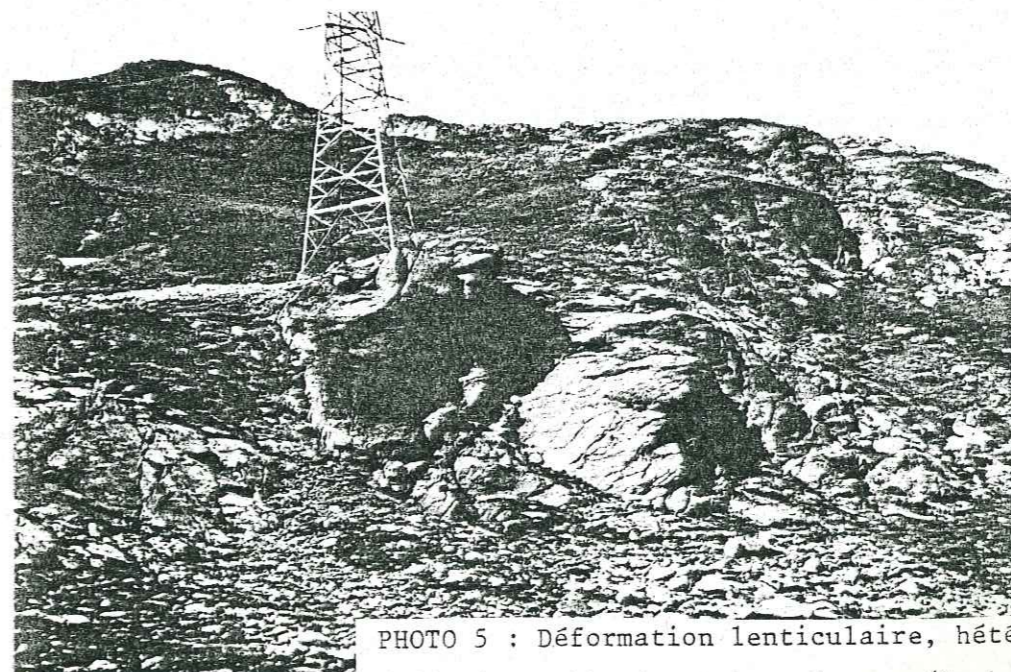
ESE

PHOTO 4 : Kink band résultant d'un raccourcissement tardif, subhorizontal E-W. (Au Nord de la combe de Barasson).



E

PHOTO 3 : Foliation subhorizontale associée à un cisaillement tangentiel précoce vers le NNW dans le sousbassement cristallin de la zone du Rutor. (Combe de Barasson)



W

PHOTO 5 : Déformation lenticulaire, hétérogène, tardive de la foliation subhorizontale précoce. (Combe de Barasson)

D'une façon plus générale, dans le reste du secteur étudié, la foliation présente une orientation NE-SW à NNW-SSE et un pendage variable vers l'Est ou le Sud-Est.

La linéation d'étirement qui lui est associée, plonge en direction du N 180 à N 110, avec une direction moyenne à N 160. (FIG. 6, p. 144).

Il faut noter que si la foliation régionale est généralement pentée vers l'Est, elle devient progressivement subverticale au niveau de quelques couloirs apparemment associés à une plus intense déformation.

4. ANALYSE DE LA DEFORMATION

4.1. INTRODUCTION.

On se propose de définir successivement, à la fois au niveau du socle et de la couverture, les caractéristiques de la déformation finie dans les secteurs à foliation subhorizontale initiale, puis, du couloir mylonitique de la route du col, et enfin, celles qui sont plus particulièrement représentatives de la déformation régionale.

4.2. LE CISAILLEMENT TANGENTIEL PRECOCE.

4.2.1. Le socle.

Le secteur à foliation subhorizontale précoce, bien représenté dans la combe de Barasson, à l'Est du Mont Mort, avait, sur la carte accompagnant les données des travaux pétrographiques réalisés dans la région du col du Grand Saint Bernard par BRODBECK *et al.* (1979), été singularisé comme une lame de micaschistes à staurotides, minéral apparemment inexistant dans les autres secteurs de la zone du Grand Saint Bernard (FIG. 8).

Des grenats, également très abondants dans ces gneiss, contribuent, par les ombres de pression qu'ils développent sur leur bordure, à matérialiser l'allongement minéralogique général de la roche.

Cet allongement plonge, corrélativement au faible pendage de la foliation vers le Nord, de 10 à 30° vers le Nord ou le Nord-Est, avec une direction moyenne vers le N 345.

Il est à noter que les baguettes de staurotides, présentes par concentrations locales au sein des gneiss, montrent une faible orientation préférentielle le long de cette linéation d'étirement minéralogique.

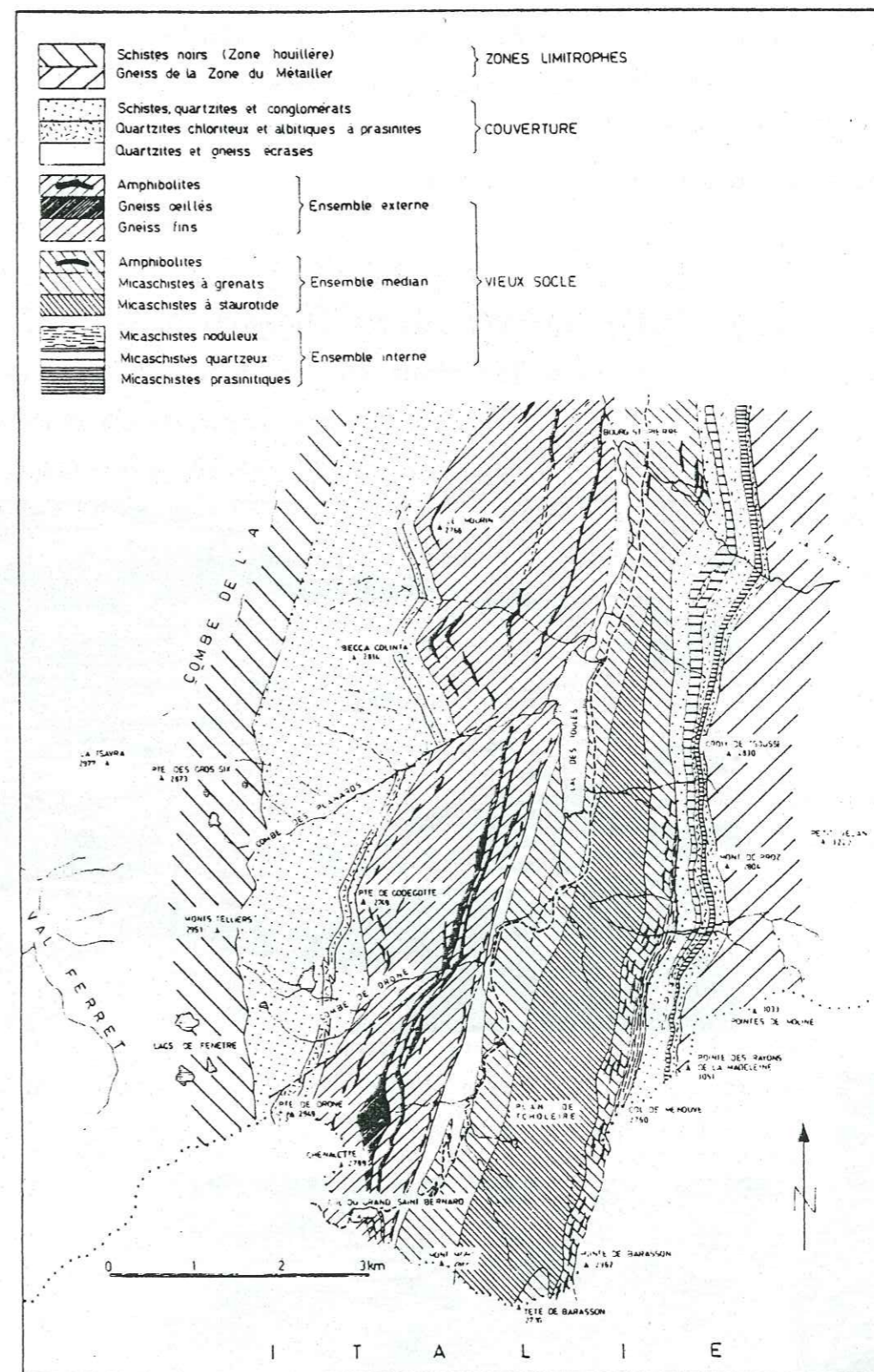
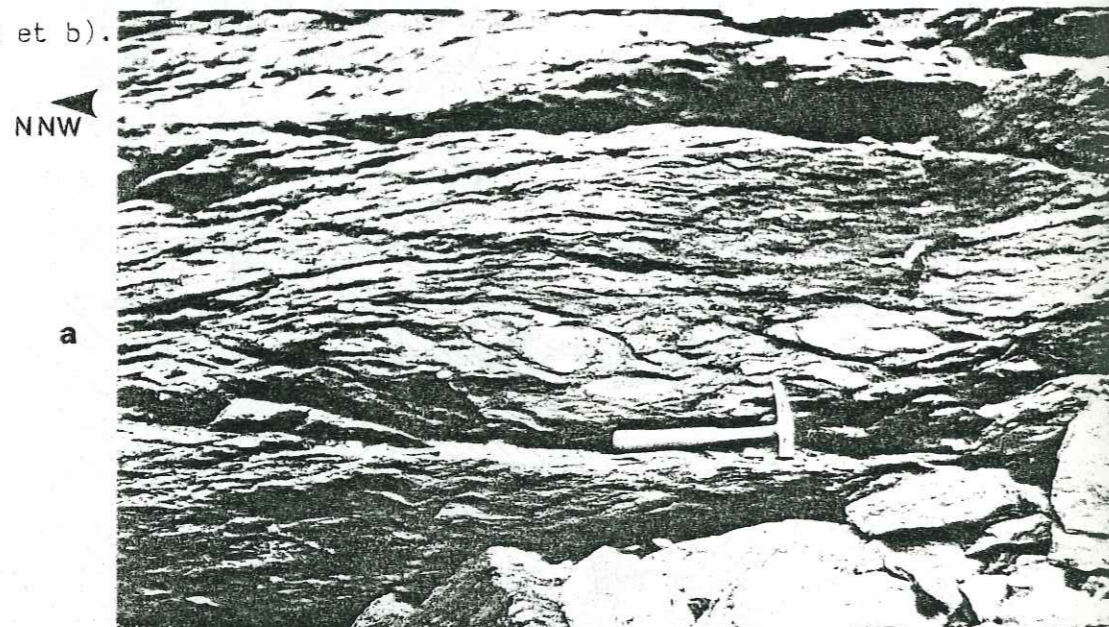


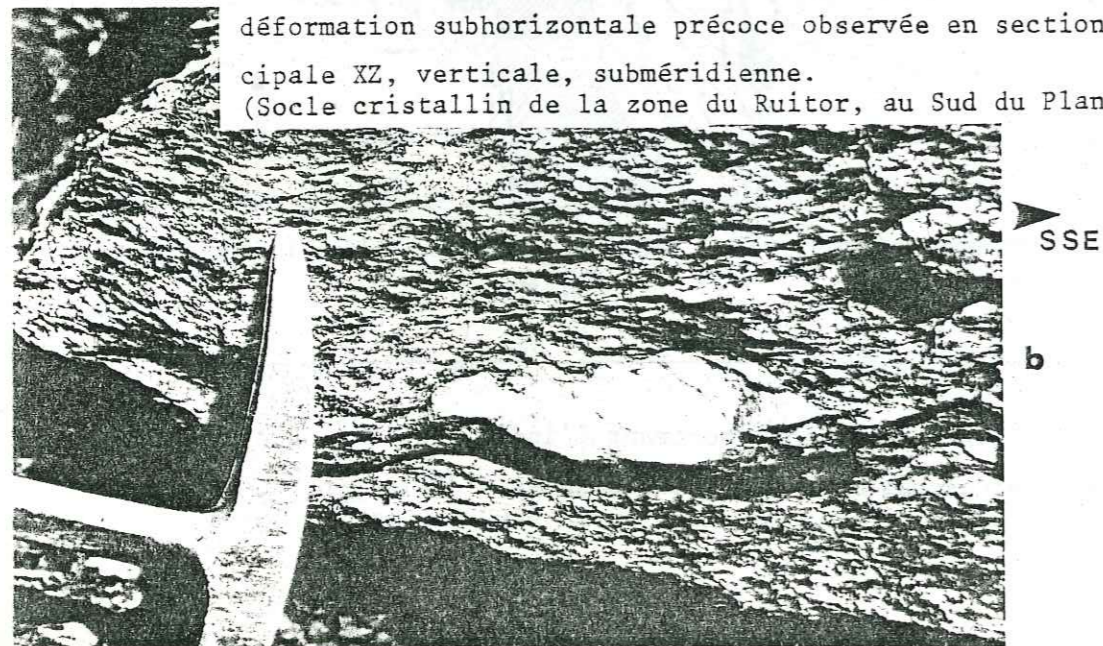
FIG. 8 : Carte géologique montrant l'individualisation d'une lame de micaschistes à staurotides au sein de la zone du Ruitor. (D'après BRODBECK *et al.*, 1979)

Une forte non-coaxialité de la déformation, en faveur d'un cisaillement tangentiel dirigé vers le NNW peut être mise en évidence, à différentes échelles de l'observation tant macroscopique que microscopique, par l'asymétrie de la déformation observée dans le plan principal X Z, subvertical et subméridien.

Elle est particulièrement évidente, à l'échelle de l'affleurement dans certains niveaux contenant des chapelets de grosses lentilles de quartz de forme sigmoïde, qui résultent du boudinage d'anciens filons de quartz au cours de la déformation cisailante (PHOTOS 7a et b).



PHOTOS 7 a et b : Caractère fortement non coaxial de la déformation subhorizontale précoce observée en section principale XZ, verticale, subméridienne. (Socle cristallin de la zone du Ruitor, au Sud du Plan de Tcholeire)



Elle est plus généralement marquée par de nombreuses bandes de cisaillement secondaires, de type C' (BERTHE et al., 1970), associée au cisaillement général vers le NNW qui, à l'échelle de la lame mince, apparaît principalement développé le long du plan de foliation lui-même.

Celui-ci est localement repris dans des plis centimétriques à décimétriques, asymétriques, de vergence nord, développés au cours du cisaillement.

4.2.2. Le Trias.

Comme on l'a déjà signalé, la structure des grès et quartzites du Trias inférieur de la zone houillère externe, apparaît généralement comme le résultat d'une superposition de déformations, se manifestant par la reprise d'une schistosité subparallèle à la stratification, dans des plis serrés, qui admettent la schistosité régionale pour plan axial.

Or, à l'Est des Lacs de Fenêtre, au Nord-Ouest de la pointe de Drône, les grès du Trias se présentent sous la forme d'un affleurement tabulaire, caractérisé par la présence d'une seule schistosité, subhorizontale, subparallèle à la stratification et contenant une linéation d'étirement de direction N 160 à N 180. (FIG. 6, p. 144).

Le caractère non coaxial de la déformation, marqué par la réfraction de la schistosité au niveau de plans de cisaillement, à peu près parallèles, eux-aussi, à la stratification, permet d'associer le développement de cette déformation unique à un cisaillement tangentiel dirigé vers le NNW (PHOTO 8).

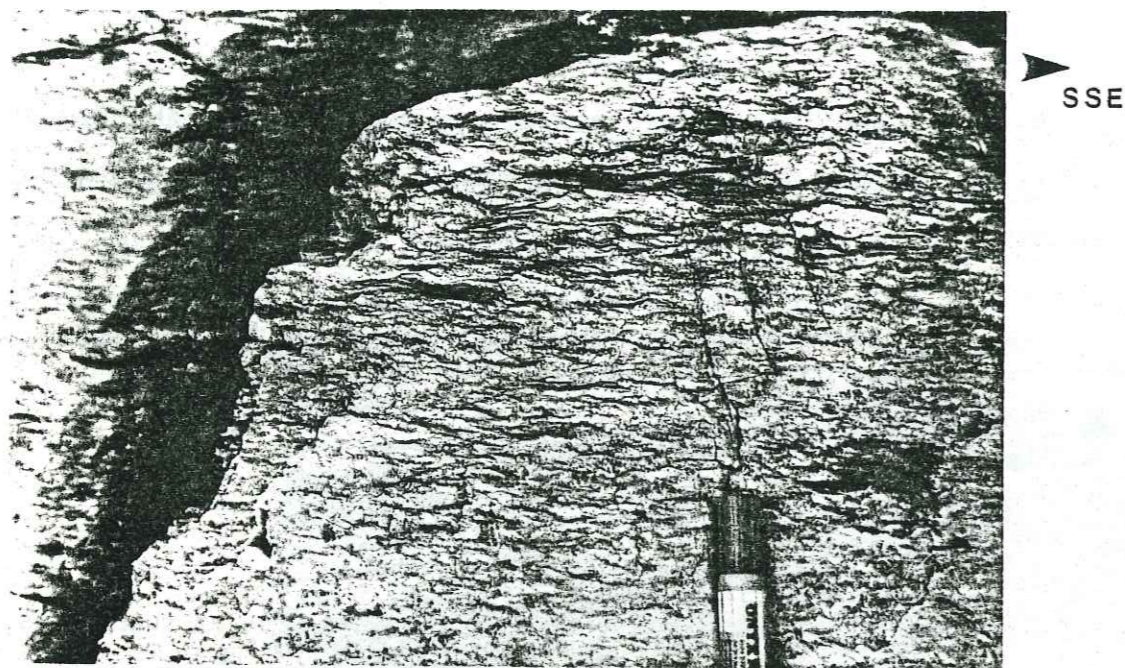


PHOTO 8 : Déformation tangentielle précoce (bandes de cisaillement et schistosité associée) dans le Trias de la zone houillère externe. (A l'Est des lacs de Fenêtre).

De part et d'autre de cet affleurement de Trias, on passe brusquement à une déformation décrochevauchante, marquée par une augmentation brutale du pendage de la foliation, associée du côté ouest, à un intense plissement du Trias, qui implique une première schistosité pénétrative.

Cette schistosité subhorizontale dans le Trias paraît donc offrir les mêmes caractéristiques que celles du cristallin de la combe de Barasson, à savoir, une déformation tangentielle précoce, épargnée par les étapes tardives de la déformation régionale. Ceci est un premier argument en faveur d'un âge alpin de cette déformation tangentielle précoce du socle cristallin, dans la zone du Ruitor.

4.3. L'APLATISSEMENT VERTICAL TARDIF.

Il est principalement représenté par le couloir mylonitique subvertical qui, depuis le Mont Mort, se prolonge le long de la route du col jusqu'au Lac des Toules. (FIG. 6, p. 144).

Comme on l'a vu (FIG. 7, p. 148), au niveau du Mont Mort et de la Combe de Barasson, l'intensité de cette déformation tardive diminue progressivement vers l'Est pour faire place à une déformation essentiellement cassante qui recoupe la foliation subhorizontale précoce de la Combe de Barasson. Vers l'Ouest, cette déformation verticale passe de façon continue à la foliation régionale à pendage variable vers l'Est ou le Sud-Est.

Au niveau du couloir, la schistosité subverticale, de direction N-S à N 20, constitue le plan de symétrie de lentilles très aplaties, de dimension très variables, limitées par des bandes de cisaillement conjuguées, dextres et senestres, qui s'anastomosent très progressivement les unes aux autres.

L'orientation des stries et des fibres des cristallisations abritées à quartz et chlorite, développées sur les surfaces de cisaillement, oscille autour de l'horizontale, depuis des plongements Sud (10 à 20°) assez rares, jusqu'à des plongements Nord (10 à 40°) très fréquents. (PHOTOS 9 a et b, p. 158).



SSW

PHOTOS 9 : Plans de cisaillement senestre associés à la déformation mylonitique verticale tardive,

- (a) : au niveau de la route du Col (stries subhorizontales)
- (b) : sur la rive ouest du lac des Toules (stries plongeant vers le NE)



NNE

Les bandes de cisaillement à composante décrochante senestre sont généralement orientées NS, et, celles à composante dextre, NNE-SSW. Leur développement conjugué est en accord avec la mise en jeu d'un fort raccourcissement coaxial subhorizontal de direction EW à ESE WNW se traduisant par un aplatissement vertical, avec un étirement préférentiel plongeant de 10 à 30° vers le Nord ou le NNE.

Cette forte composante en aplatissement se manifeste également dans les secteurs plus faiblement déformés de la combe de Barasson, où, aux failles verticales transcurentes conjuguées (NNW-SSE à NE-SW), marquant une direction d'extension subméridienne, s'additionnent des kink-band conjugués, à pendage Est et Ouest, indiquant, toujours en réponse au même raccourcissement subhorizontal Est-Ouest, une direction d'extension subverticale. (FIG. 7, p.148).

Toutefois, au niveau du couloir mylonitique, les bandes de cisaillement senestres montrent apparemment un développement prépondérant par rapport à leur conjugués dextres.

Il semblerait, donc, que l'aplatissement subvertical tardif du couloir mylonitique soit principalement accommodé par un cisaillement senestre à faible plongement nord, parallèlement à l'orientation moyenne de l'étirement observé sur les surfaces de cisaillement.

En opposition à ce mouvement décrochant senestre préférentiel, associé à cet aplatissement mylonitique tardif, la déformation interne de la partie centrale des lentilles, observées en section subhorizontale, offre des critères de cisaillement dextre, compatibles avec l'asymétrie généralement dextre des microplis dessinés par la foliation au coeur de ces lentilles.

Ce cisaillement dextre peut être associé à une déformation précoce, antérieure à la mylonitisation tardive et relativement bien préservée au coeur des lentilles de grande dimension.

Si l'on se réfère aux caractéristiques de la déformation tangentielle précoce, déterminée dans la Combe de Barasson, il est possible d'expliquer le caractère dextre du cisaillement associé à la déformation interne des lentilles par une verticalisation de la déformation tangentielle précoce, telle qu'elle a pu être mise en évidence au niveau du plan de Tcholeire, où la foliation subhorizontale précoce s'infléchit progressivement pour passer à la verticale au niveau d'un grand pli d'axe NNE-SSW et déversé vers l'Ouest. (Fig. 9)

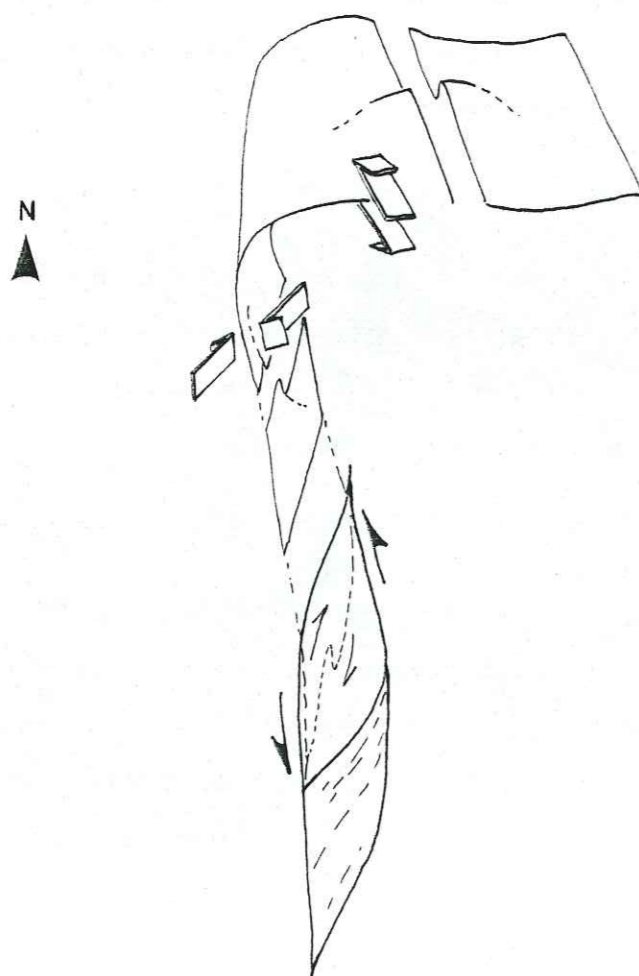


FIG. 9 : Explication possible du caractère dextre de la déformation interne des lentilles résultant de la mylonitisation verticale tardive, par rotation du plan de cisaillement tangentiel précoce, le long d'un axe Nor Sud.

4.4. LA DEFORMATION DECROCHEVAUCHANTE REGIONALE.

L'aspect plus général de la déformation, dans le reste du secteur étudié, se caractérise, dans le socle, comme dans la couverture triasique, par une foliation de direction NNW-SSE à NE-SW, présentant un pendage variable vers l'Est ou le Sud-Est et contenant une linéation d'étirement minéralogique dont l'orientation peut varier considérablement.

Dans presque tous les cas, il est possible d'associer le développement de cette linéation d'étirement à un cisaillement, dont le sens montre, lui-aussi, en raison de la forte dispersion de la direction d'étirement, des variations très importantes depuis des jeux en chevauchement à composante dextre ou senestre et des jeux en faille inverse à composante dextre ou senestre.

L'impossibilité d'établir une relation directe entre les petites structures observables à l'échelle de l'affleurement et de grandes structures d'extension régionale, n'a pas permis de déterminer clairement dans quelle mesure cette inversion locale du sens de cisaillement ne pouvait pas être reliée au replissement d'une déformation cisailante précoce, comme on l'a envisagé pour le Trias à l'Est des Lacs de Fenêtre (p. 156), ou pour les gneiss mylonitiques du couloir de la route du col. (p. 147).

Toutefois, l'ensemble des mesures de linéations d'étirement fait ressortir une direction moyenne vers le N 150 - N 160, en accord avec le développement d'un étirement préférentiel d'orientation NNW-SSE au cours de la déformation régionale (FIG. 5, p.142, et FIG. 6, p. 144).

4.4.1. Le Trias.

Cet étirement subméridien et le sens de cisaillement qui lui est associé, sont particulièrement bien exprimés, à l'échelle de l'affleurement au niveau de la zone houillère externe, tout au long des masses triasiques qui s'alignent, suivant une direction Nord-Sud, depuis la Tour des Fous, immédiatement à l'Ouest du col du Grand Saint Bernard, jusqu'aux Lacs de Fenêtre (FIG. 6, p.144).

Dans les quartzites situées au Nord et au Nord-Est de la Tour des Fous, la linéation d'étirement minéralogique s'observe essentiellement sur les surfaces de banc.

Elle correspond également à la direction de croissance des placages de quartz fibreux qui soulignent un cisaillement décrochevauchant senestre en surface de banc.

Au contraire, la structure interne des bancs se caractérise généralement par l'inexistence apparente de déformation interne en raison d'une complète recristallisation du quartz.

Toutefois, à l'échelle des lames minces taillées dans le plan principal, perpendiculaire à la stratification et parallèle à l'étirement observable en surface de banc, on peut mettre en évidence une certaine anisotropie dans la texture de la roche, correspondant à un allongement préférentiel des polygones de quartz néoformés, parallèlement ou obliquement par rapport à la stratification (PHOTO 10).



PHOTO 10 : Texture polygonale allongée résultant de la déformation plastique du quartz au cours du cisaillement régional décrochevauchant senestre.

(Quartzites triasiques de la zone houillère externe, au NE de la Tour des Fous)

L'addition d'une teinte sensible met en évidence une très forte fabrique cristallinique du quartz, marquée par une inclinaison commune des axes (C) du quartz dans le plan d'observation.

Si l'on admet que cette fabrique s'est essentiellement développée au cours du cisaillement décrochevauchant senestre défini à l'échelle macroscopique, et si l'on fait l'hypothèse que le glissement basal a été le mécanisme dominant au cours de la déformation plastique du quartz, la relation angulaire entre l'orientation des axes (C) et celle du plan de cisaillement est ici significative d'un taux de cisaillement très élevé ($\gamma = 12$ à ∞ dans le cas d'un cisaillement simple BERTHE, 1980).

Plus au Nord, à l'aplomb des Lacs de Fenêtre, l'hétérogénéité lithologique plus marquée du Trias inférieur permet de distinguer, au sein des bancs les moins compétents, la déformation interne associée au cisaillement toujours principalement localisé au niveau des surfaces de banc. Elle se caractérise par le développement d'une schistosité sigmoïde, offrant une géométrie compatible avec le cisaillement décrochevauchant senestre associé au jeu banc sur banc (PHOTO 11).



PHOTO 11 : Composante senestre du cisaillement décrochevauchant régional observé en section subhorizontale.

(Trias de la zone houillère externe, à l'Ouest des lacs de Fenêtre)

Dans ces niveaux plus argileux, le développement de cette schistosité s'accompagne du microplissement d'une première schistosité très pénétrative qui, comme on l'a vu p. 145, est impliquée en même temps que la stratification dans des plis décamétriques presque isoclinaux, d'axes très fortement inclinés vers le Nord ou le Nord-Est.

Bien qu'il soit difficile d'écarter la possibilité d'un développement progressif des déformations successives au cours du seul décrochevauchement senestre, l'existence d'une déformation tangentielle unique et supposée précoce (p. 156) dans le Trias situé immédiatement à l'Est des Lacs de Fenêtre, conduit plutôt à interpréter la superposition des déformations observée plus au Sud, comme le résultat de l'implication tardive de cette déformation tangentielle précoce dans le cisaillement décrochevauchant senestre.

ANTOINE (1978) considère d'ailleurs que le plissement subméri-dien d'axe très redressé des quartzites triasiques des massifs du Pain de Sucre et de la Tour des Fous, à l'Ouest du col du Grand Saint Bernard, constitue une déformation tardive postérieure à une première étape marquée par le développement de pli de direction axiale supposée N 50°.

4.4.2. Le socle.

Au niveau du socle, le sens du cisaillement suivant l'orientation moyenne NNW-SSE de la linéation d'étirement reste assez bien déterminable sur des critères macroscopiques (relation angulaire schistosité-plans de cisaillement, asymétrie des cristallisations abritées sur les plans de cisaillement) dans la partie occidentale du secteur étudié, à l'Ouest du couloir mylonitique vertical.

Il s'y caractérise, pour l'essentiel, là aussi, par un caractère décrochevauchant senestre, en direction du NNW, sauf pour la zone située immédiatement à l'Ouest du col du Grand Saint Bernard où le cisaillement montre au contraire un jeu en faille inverse à composante dextre, vers le SSE.

A l'Est du couloir de la route du col, le sens du cisaillement est généralement plus difficile à définir à cette échelle de l'affleurement, en particulier dans les gneiss prasinitiques de la partie la plus orientale du secteur étudié (front de la zone du Métaillier), en raison de leur granulométrie fine et homogène.

Si, toujours parallèlement à cette direction préférentielle NNW SSE de la linéation d'étirement, les observations macroscopiques dans le plan principal XZ ont fourni des évidences de cisaillement décrochevauchant senestre (PHOTO 12), les quelques lames minces taillées dans ce même plan d'observation ont fourni des critères de cisaillement dirigé dans le sens opposé, en jeu normal à composante dextre.

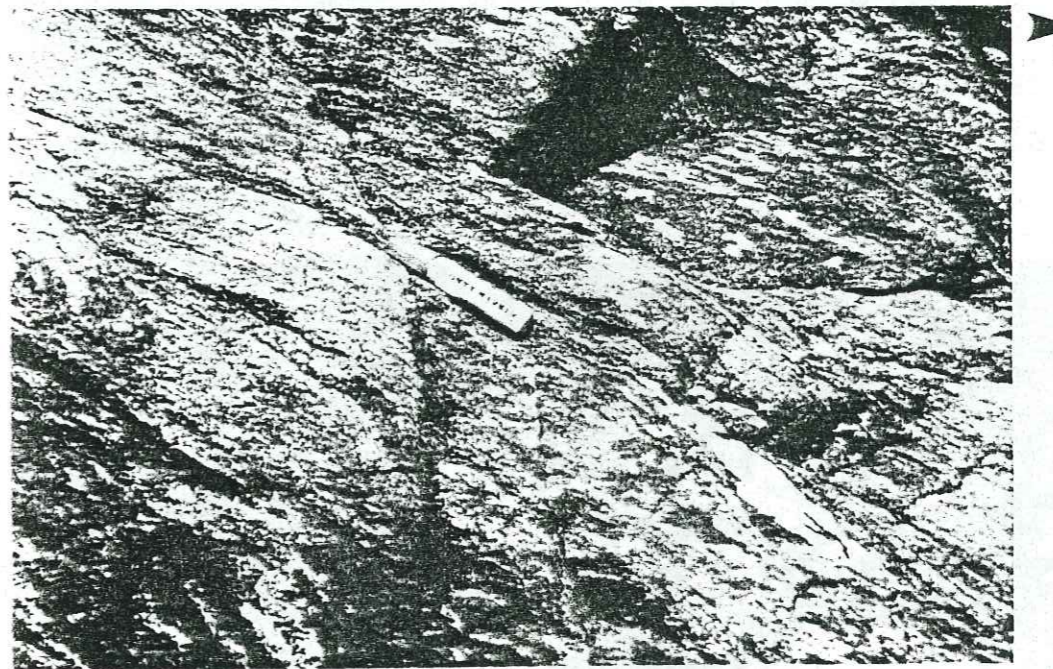


PHOTO 12 : Composante chevauchante du cisaillement décrochevauchant régional observé en section subverticale EW. (Prasinites du front de la zone du Métaillier)

En effet, à cette échelle microscopique, malgré l'absence d'asymétrie marquée entre l'orientation de l'étirement minéralogique général de la roche et celle des bandes de plus intense déformation (plans de cisaillement potentiels), on peut quand même mettre en évidence une obliquité systématique des lignes d'inclusion piégées dans la partie centrale des nombreuses albites néoformées au cours de la déformation, par rapport au plan de déformation principal (plan C et S confondus).

Cette obliquité s'accroît au sein des albites assez rondes, localisées au niveau des bandes de plus forte déformation, jusqu'à dessiner un début de forme hélicitique, symptomatique d'une rotation rigide du minéral au cours de sa croissance. (SPRY, 1963)

Le sens systématique des rotations observées est compatible avec un cisaillement en faille normale à composante dextre (dirigée vers le SSE) (PHOTO 13).

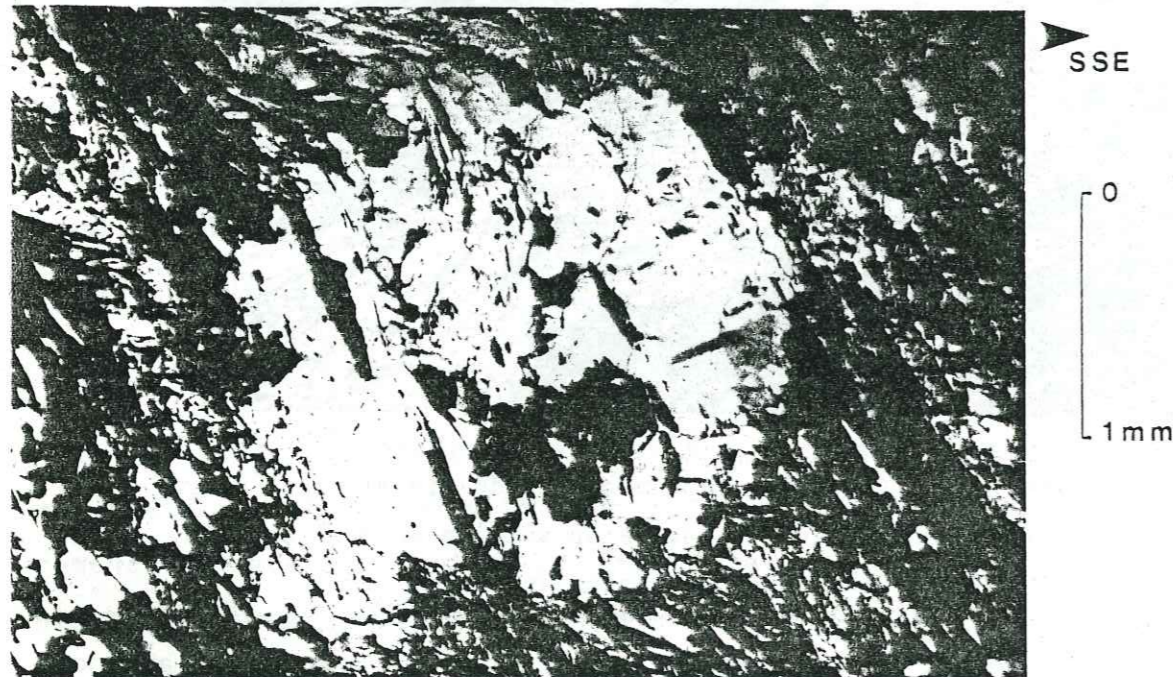


PHOTO 13 : Albite à inclusion sigmoïde témoignant d'une déformation rotationnelle, compatible avec la mise en jeu d'un cisaillement à composante normale, dirigé vers le SSE.

(Prasinites du front de la zone du Métaillier; section principale XZ)

Dans les secteurs où ont été prélevés les échantillons, une forte asymétrie dextre des plis décimétriques reprenant la foliation et observés en section proche du plan principal XZ, est en accord avec la composante dextre du sens du cisaillement associé à leur développement (PHOTO 14).



PHOTO 14 : Pli asymétrique associé à un cisaillement local vers le vers le SSE dans les prasinites du front de la zone du Métaillier.

Toutefois, toujours dans le même plan d'observation, le même type de plissement peut également se rencontrer avec, cette fois, une asymétrie senestre, compatible avec les quelques évidences de cisaillement décrochevauchant senestre localement déterminables à l'échelle de l'affleurement.

Bien qu'il n'ait jamais été possible d'observer à l'échelle de l'affleurement les zones de passage de l'un à l'autre des deux sens de cisaillement et que l'absence de marqueurs de la déformation finie, facilement mesurables sur le terrain, n'ait pas permis de déterminer le paramètre de forme (K) de l'ellipsoïde de déformation finie, on peut raisonnablement envisager la possibilité d'un caractère combiné des cisaillements à composante inverse et normale, suivant cette même direction subméridienne, en relation avec la mise en jeu d'une forte composante en aplatissement au cours de la déformation.

De plus, la coexistence de ces cisaillements subméridiens (NNW-SSE) avec des cisaillements obliques (EW à NNE-SSW) plus rares (décrochevauchements dextres ou cisaillements en faille normale à composante senestre), pourrait s'inscrire dans un système global de cisaillement radial dans le plan de déformation principal, toujours compatible avec la mise en jeu d'une forte composante en aplatissement ($K < .1$) (FLINN, 1962) présentant un étirement principal suivant la direction NNW-SSE.

Toutefois, il est possible, localement, d'établir une chronologie entre les cisaillements majeurs subméridiens et les cisaillements obliques. Ainsi, au niveau du secteur occidental de la zone étudiée (Pointe des Plans Sados), la linéation subméridienne, associée au jeu décrochevauchant senestre, est recouverte par les traces d'une friction tardive, passant localement à une véritable linéation d'étirement, plongeant vers l'Est ou l'ENE. Cette dernière est associée à un cisaillement vers l'Ouest ou le Sud-Ouest, toujours chevauchant, mais à composante dextre cette fois.

De la même manière dans les gneiss prasinitiques du secteur oriental (secteur de la Croix de Tsousse), on passe localement, en quelques mètres, d'un cisaillement dirigé vers le SSE (jeu normal à composante dextre) à un cisaillement dirigé vers le NNE (jeu normal à composante senestre). Ce dernier montre un caractère tardif, en raison d'une individualisation marquée des plans de cisaillement, auxquels est associée une schistosité sigmoïde constituant un nouveau plan de déformation qui microplisse la foliation pénétrative.

Le caractère localement tardif de ces cisaillements, obliques à la direction des cisaillements subméridiens, pourrait alors traduire une influence de plus en plus prépondérante de l'aplatissement au cours du développement de la déformation régionale.

4.5. CONCLUSION.

Bien qu'il n'ait pas été possible d'établir, sur le terrain, une relation réciproque précise entre chacun des trois types de déformations distinctes à l'échelle du secteur étudié, on peut cependant faire ressortir une logique générale dans l'agencement de ces déformations dans l'espace et dans le temps.

Ainsi, la déformation décrochevauchante senestre, la plus représentative à l'échelle du secteur étudié, peut être considérée comme un compromis entre le cisaillement tangentiel vers le NNW (type Combe Barasson) et l'aplatissement à composante décrochante senestre du couloir mylonitique de la route du col.

Compte-tenu de la chronologie bien marquée de ces deux dernières déformations et de l'influence prépondérante de l'aplatissement au cours des stades tardifs de la déformation décrochevauchante, cette dernière pourrait logiquement constituer un stade intermédiaire entre le cisaillement tangentiel précoce et la mylonitisation verticale tardive, en relation avec une verticalisation progressive de la déformation accompagnant la mise en jeu d'un raccourcissement coaxial subhorizontal de direction Est-Ouest. (FIG. 10)

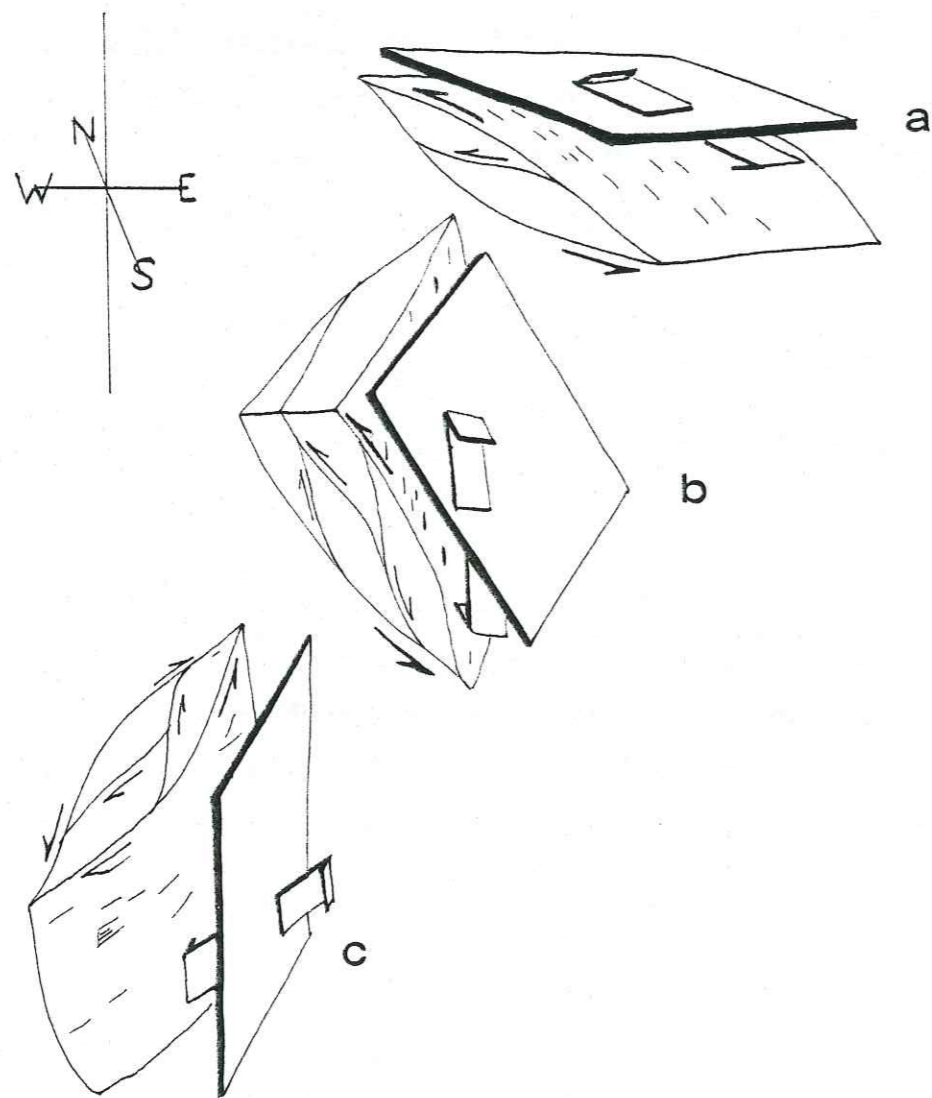


FIG. 10 : Proposition d'une chronologie relative entre les trois principaux types de déformation développés dans le secteur du Col du Grand Saint Bernard.
(a) : cisaillement tangentiel vers le NNW (Combe de Barasson)
(b) : aplatissement mylonitique vertical (Route du Col)
(c) : décrochevauchement senestre régional.

5. L'EVOLUTION DES CONDITIONS PRESSION ET TEMPERATURE AU COURS DE LA DEFORMATION.

5.1. INTRODUCTION.

L'ensemble des roches du secteur étudié se caractérise par une rétro-morphose plus ou moins poussée dans le faciès schiste vert. Celle-ci est marquée par la déstabilisation des phases minérales anciennes ou précoces et par l'apparition de la chlorite, présente en proportion variable dans toutes les lames minces observées.

Cette chloritisation, particulièrement marquée au niveau des plans de cisaillement associés à la déformation mylonitique du couloir vertical de la route du col, permet de concilier le caractère tardif de cette déformation avec un retour à des conditions de température relativement basse.

Cette rétro-morphose générale, affecte des paragenèses initiales variées suivant le type et l'intensité du métamorphisme antérieur et le chimisme des roches en présence.

Nous n'entrerons pas ici dans une description détaillée de ces paragenèses résultant des différentes réactions mises en jeu au cours du cheminement du métamorphisme.

Nous nous contenterons de faire la part entre les paragenèses hercyniennes et alpines au niveau du socle et de situer le développement de quelques minéraux indicateurs du métamorphisme alpin par rapport à l'évolution de la déformation régionale et des changements d'orientation des axes principaux qui l'accompagnent.

5.2. LES GNEISS SILICO-ALUMINEUX A STAUROTIDE ET GRENAT DE LA COMBE DE BARASSON. (ZONE DU RUITOR).

Comme on l'a vu (p.152), ce secteur se caractérise par une abondance locale des cristaux de grenat et de staurotide de taille millimétrique à centimétrique. A l'échelle de la lame mince, la matrice qui les contient est constituée pour l'essentiel de quartz, de felds-

path, presque complètement séricitisés, de muscovite, de biotite en voie de chloritisation et de chlorite. On note également la présence locale de chloritoïde, dont la croissance paraît spécifiquement reliée à la déstabilisation de la staurotide, au cours de la rétro-morphose générale de la roche. (PHOTO 16, p. 177).

Cette très forte déstabilisation de la staurotide évoluant parfois jusqu'à sa presque totale disparition, incite à considérer ce minéral comme une phase relique, antérieure à la déformation cisail-lante.

A cette échelle de la lame mince, en section principale XZ, quelques grenats, de forme ronde, montrent, exceptionnellement, des traînées d'inclusions, décrivant des figures d'enroulement héliciti-ques, impliquant une rotation du cristal, compatible avec le sens du cisaillement vers le NNW (PHOTO 15, p. 177).

Toutefois, la forme allongée de certains autres grenats, alliée au fait que leurs inclusions s'alignent suivant un tracé légèrement sigmoïde, presque parallèle à la foliation et au grand axe du cristal, ne sont pas en accord avec un tel développement syncinématique par rotation du grenat au cours du cisaillement (FIG. 11, p.176). Cette forme et cette structure interne particulières semblent plutôt résulter de la déformation d'anciens grenats hélicitiques, aplatis posté-rieurement dans la foliation subhorizontale.

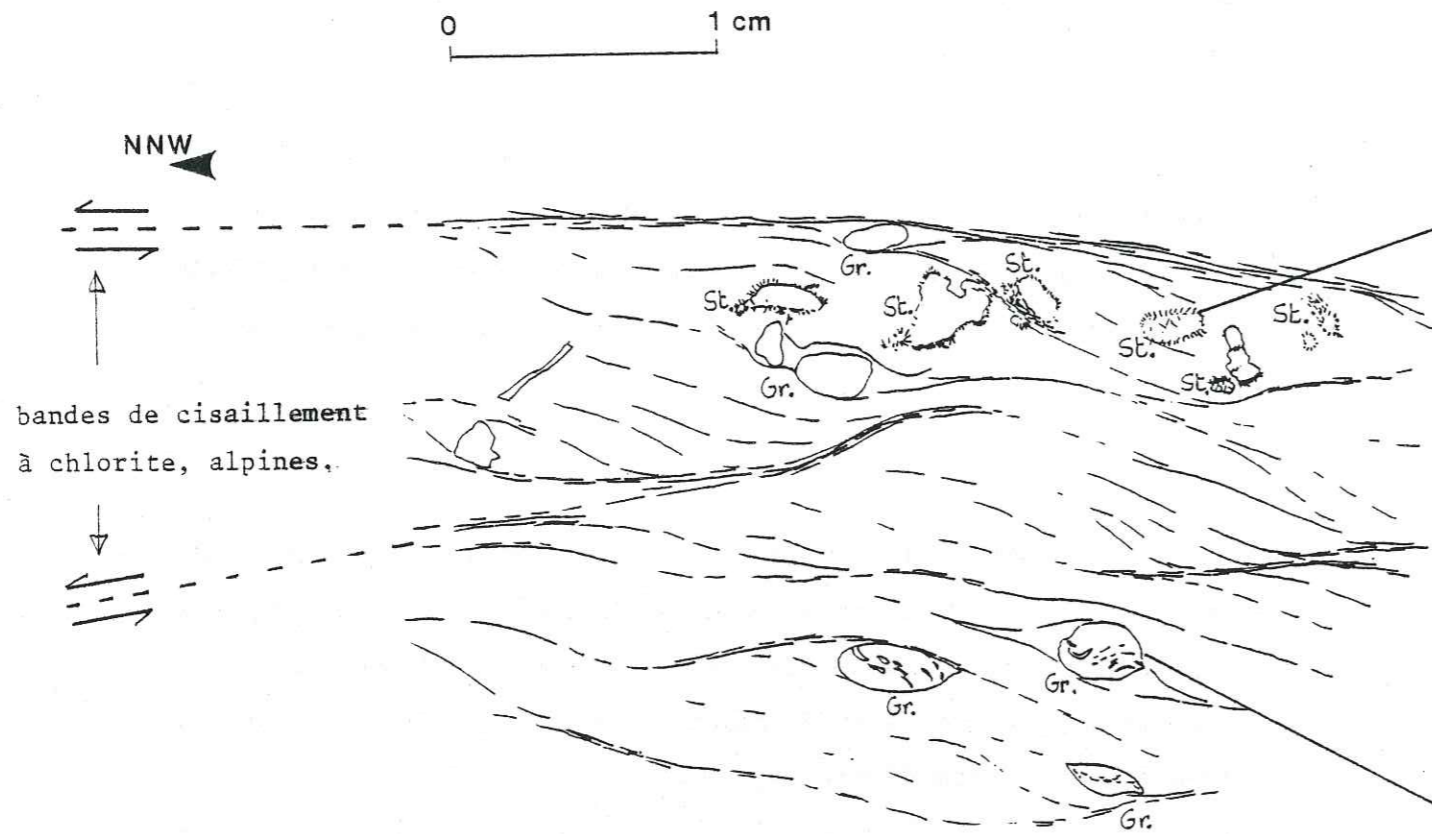


FIG. 11 : Relation génétique entre les phases minérales hercyniennes reliques (St: staurotide déstabilisés en chloritoïde alpin; Gr. : grenat déformé, aplati), et la déformation cisailante alpine, à chlorite.

(Section principale XZ du plan de foliation subhorizontal du cristallin de la combe de Barasson; zone du Ruitor)



PHOTO 16 : Couronne de chloritoïde alpin développée autour d'une staurotide hercynienne.

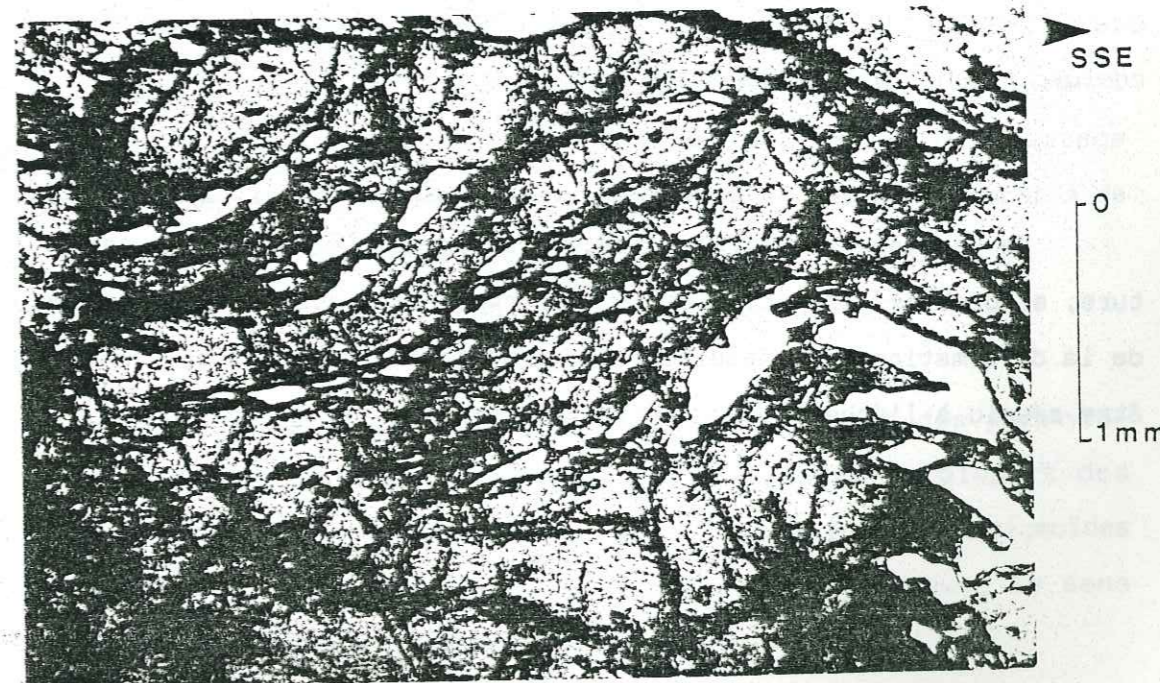


PHOTO 15 : Inclusions hélicitiques dans un grenat apparemment compatible avec une rotation du minéral au cours du cisaillement tangentiel alpin précoce dirigé vers le NNW.
(Gneiss de la zone du Ruitor)

De plus, la mise en évidence locale d'une mince couronne réactionnelle à la périphérie de certains grenats, semble être en faveur d'une instabilité des grenats au cours de la déformation cisailante.

Enfin, il est possible d'établir une distinction entre une famille de grandes muscovites, vraisemblablement associée à l'assemblage initial staurotide, grenat, biotite, et une génération tardive de petites muscovites, développées principalement, en même temps que la chlorite, au niveau des bandes de plus forte déformation, associées au cisaillement tangentiel de ce secteur de la Combe de Barasson.

Plus à l'Ouest, au sommet du Mont Mort, à proximité du col du Grand Saint Bernard, on peut retrouver, très faiblement rétro-morphosés et contenus dans une foliation subverticale cette fois, ces mêmes assemblages à staurotide, grenat, biotite et grandes muscovites au coeur des lentilles isolées au milieu de la déformation tardive du couloir mylonitique de la route du col.

Ce problème relatif à l'âge de ces paragenèses de haute température, staurotide, grenat, biotite, par rapport à celui du développement de la déformation tangentielle dans ce secteur, ne peut pas facilement être résolu à l'échelle de l'affleurement.

En effet, il n'existe apparemment aucune relation directe entre les variations d'intensité de la déformation tangentielle associée à la foliation subhorizontale et l'importance locale du grenat et de la staurotide, dont les baguettes ne montrent qu'une très faible orientation préférentielle, parallèlement à la linéation minéralogique subméridienne de ce secteur.

A l'échelle de la lame mince, le chloritoïde montre généralement un développement radial, statique, autour de la staurotide ou plus rarement un développement orienté plus ou moins parallèlement au plan de déformation principale, suivant les gradients d'intensité de la déformation cisailante. (FIG. 11, p.176).

5.3. LES GNEISS PRASINITIQUES DU FRONT DE LA ZONE DU METAILLIER.

Ils constituent un autre faciès métamorphique facilement identifiable sur le terrain, qui apparaît sous la forme d'un piquetage blanc, très serré et régulier, de la roche, par de petits feldspaths de taille relativement constante, de l'ordre du demi millimètre.

A l'échelle de la lame mince, ils constituent des porphyroblastes d'albite, ronds ou subrectangulaires, incluant la plupart des minéraux présents dans la matrice, selon des alignements sigmoïdes symptomatiques d'une croissance syncinématique, en accord avec le sens du cisaillement observé (PHOTO 13, p.168).

Mis à part le quartz et la muscovite, les autres phases prédominantes dans la roche sont l'épidote et surtout la chlorite.

Enfin, localement, on note également la présence de glaucophanes globalement alignées dans la direction du flux général de la roche, bien que certains cristaux aient leur grand axe subperpendiculaire à l'étirement minéralogique général. (PHOTO 17)

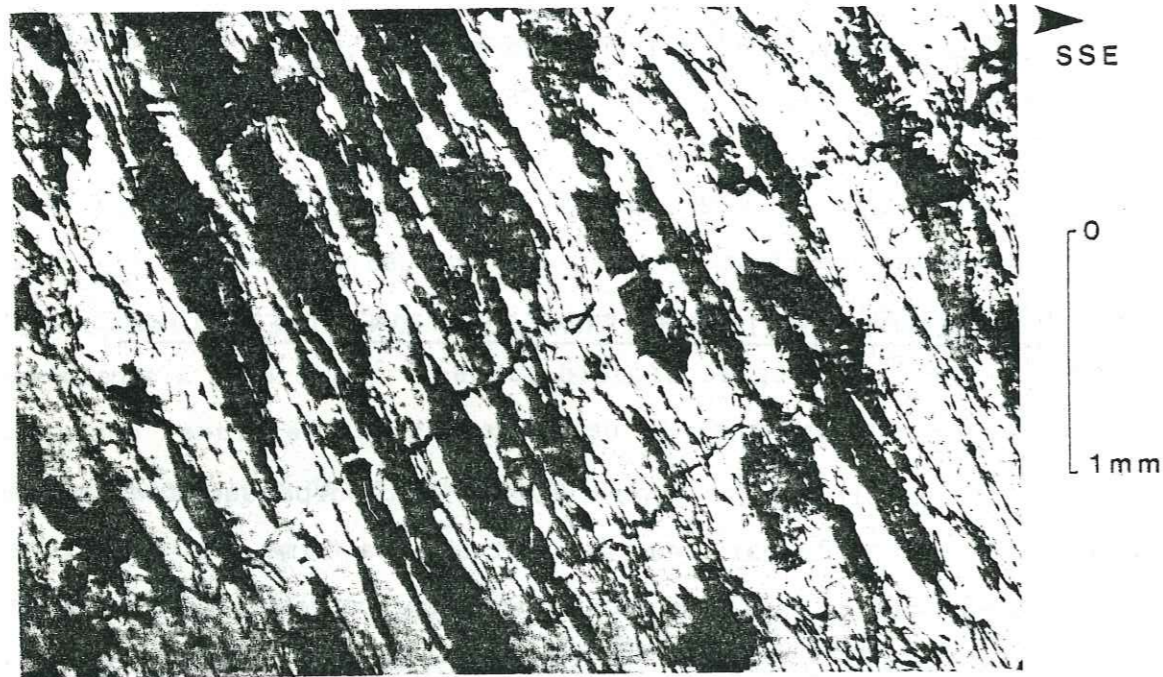


PHOTO 17 : Glaucophanes soulignant l'étirement minéralogique des prasinites du front de la zone du Métaillier.
(Section principale XZ)

Si la glaucophane montre une altération plus ou moins poussée dans la matrice, elle reste généralement bien préservée dans les albites néoformées. Elle apparaît généralement incluse depuis la partie centrale jusqu'aux bordures des porphyroblastes (PHOTO 18).

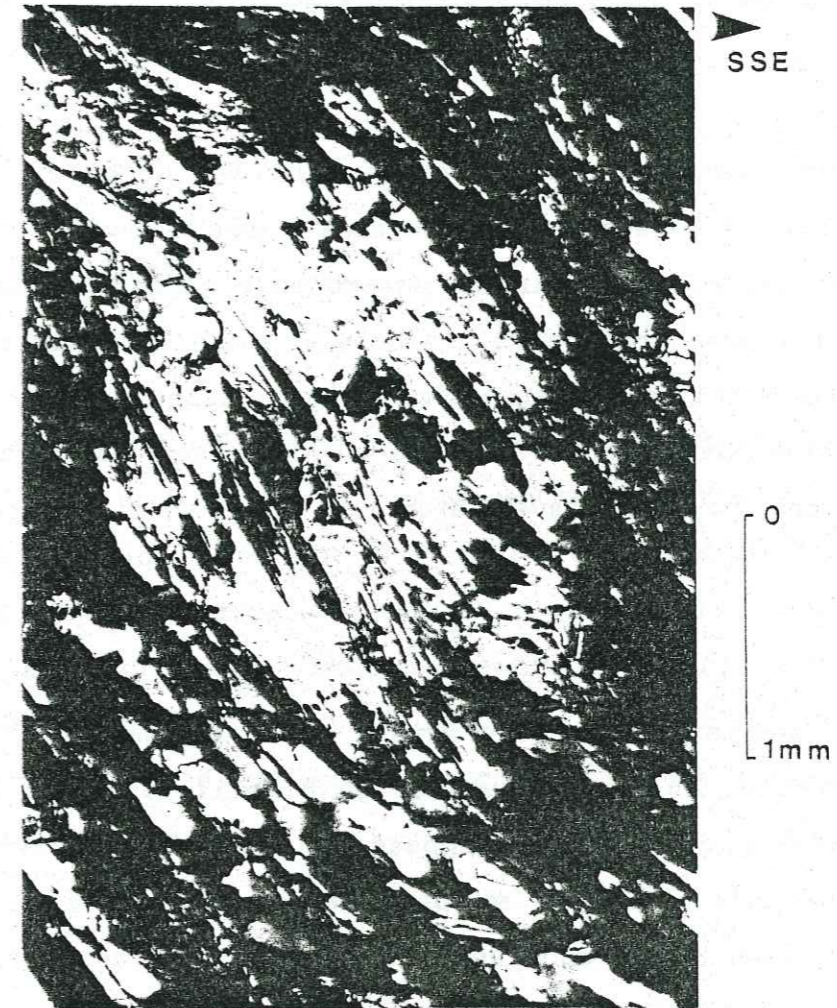


PHOTO 18 : Albite néoformée à inclusion de glaucophanes.
(Prasinites du front de la zone du Métaillier)

Ici aussi, la chloritisation représente une étape relativement tardive dans le déroulement progressif de cette déformation.

La chlorite constitue, en effet, la dernière principale phase à cristalliser dans les ombres de pression des opaques ou des porphyroblastes d'albite, suivant une géométrie toujours compatible avec le sens du cisaillement observé.

Dans les lames minces où la glaucophane est inexistante, la chlorite est représentée parmi les inclusions des albites. Elle y apparaît souvent comme le produit de remplacement d'anciens cristaux, caractérisés par un habitus très allongé, typique de la glaucophane, consécutivement à une rétro-morphose beaucoup plus intense de la roche.

Ces observations en section principale XZ, semblent donc traduire une succession assez continue dans l'apparition des différentes phases en présence, à partir des assemblages à glaucophane et épidote, puis les porphyroblastes d'albite et enfin la chlorite, en relation avec une décroissance progressive de la pression au cours de la même déformation non coaxiale, associée, au niveau des deux secteurs où les échantillons ont été prélevés, à un cisaillement dirigé vers le SSE.

Remises dans le contexte plus général de la déformation finie à l'échelle régionale, où la coexistence de cisaillements de même orientation NNW-SSE, mais de sens opposé, peut être reliée avec la mise en jeu d'une forte composante en aplatissement, ces observations traduisent une remarquable constance de la direction d'étirement préférentielle subméridienne au cours du développement de cette déformation en aplatissement depuis les stades précoces en haute pression (linéation minéralogique à glaucophane), jusqu'aux stades plus tardifs réalisés dans des conditions plus superficielles (linéation à chlorite).

Les cisaillements obliques à cet étirement général, que l'on a envisagé (p. 170) comme pouvant résulter d'une accentuation de l'aplatissement en fin de déformation, se sont effectivement réalisés dans les conditions tardives d'apparition de la chlorite, qui constitue l'essentiel du remplissage des zones abritées, observées sur ces plans de cisaillement.

5.4. CONCLUSIONS.

Si les assemblages à glaucophane, épidote, albite, chlorite, du front de la zone du Métaillier, peuvent indiscutablement être attachés à une évolution du métamorphisme alpin, depuis le faciès des schistes à glaucophane et épidote, jusqu'au faciès schiste vert, suivant un cheminement progressif comparable à celui décrit en Vanoise méridionale par GOFFE (1977), PLATT et LISTER (1984) (FIG. 12), il n'en est pas de même pour les assemblages à staurotide, grenat et biotite de la Combe de Barasson.

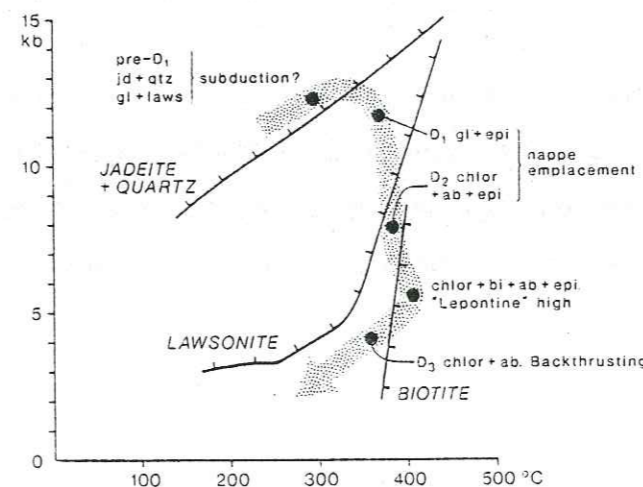


FIG. 12 : Trajet Pression et Température dans les schistes d'Arpon (Vanoise méridionale); (D'après PLATT et LISTER, 1984)

Ceux-ci ont été mentionnés depuis longtemps, dans la littérature, comme constituant une des particularités de la zone du col du Grand Saint Bernard. La plupart des auteurs (OULIANOFF et TRUMPY, 1958; BEATH, 1961) s'accorde à voir dans ces paragnèses des reliques d'un métamorphisme mésozonal anté-carbonifère, dont on perd les traces de part et d'autre de la zone du col du Grand Saint Bernard en raison d'une rétro-morphose alpine plus poussée.

De fait, la spécificité de la déformation tangentielle de la Combe de Barasson, et son isolement structural au sein de la déformation régionale, traduisent, comme on l'a vu (p. 147), son caractère précoce, antérieur au développement de la déformation régionale.

Toutefois, si la staurotite et le grenat apparaissent effectivement comme les reliques d'un métamorphisme anté alpin, le développement de la foliation subhorizontale qui les contient résulte, lui, tout ou partie, d'une déformation tangentielle alpine accompagnant la rétro-morphose générale de la roche.

D'ailleurs, la linéation minéralogique conserve, dans cette foliation subhorizontale, la même orientation NNW-SSE que l'étirement moyen associé à la déformation régionale décrochevauchante et correspond, dans la plupart des cas, à la même direction de transport vers le NNW.

De plus, comme on l'a vu (p. 156), l'identité de cette déformation tangentielle des gneiss de la Combe de Barasson et des quartzites triasiques situés à l'Est des Lacs de Fenêtre, permet de relier indirectement le caractère précoce de la déformation alpine unique de ces quartzites, avec celle des gneiss en question.

6. COMMENTAIRE ET DISCUSSION DES RESULTATS

6.1. COMPARAISON DES DONNES OBTENUES AVEC LES DEFORMATIONS SUPERPOSEES RECONNUES DANS LA ZONE PENNIQUE NORD OCCIDENTALE.

Comme on l'a signalé (p. 137), la principale analyse structurale récente qui a intéressé le secteur du col du Grand Saint Bernard a été réalisée par BURRI (1983), dans son étude plus générale de tout le front de la zone du Grand Saint Bernard, depuis le Nord du Val d'Aoste jusqu'au Val d'Hérens (FIG. 13, p.188)

Rappelons à ce sujet, que BURRI fait état de deux étapes de déformation pénétrative, associées à deux familles de plis, les premiers de direction NS à N 10, les seconds de direction WNW-ESE.

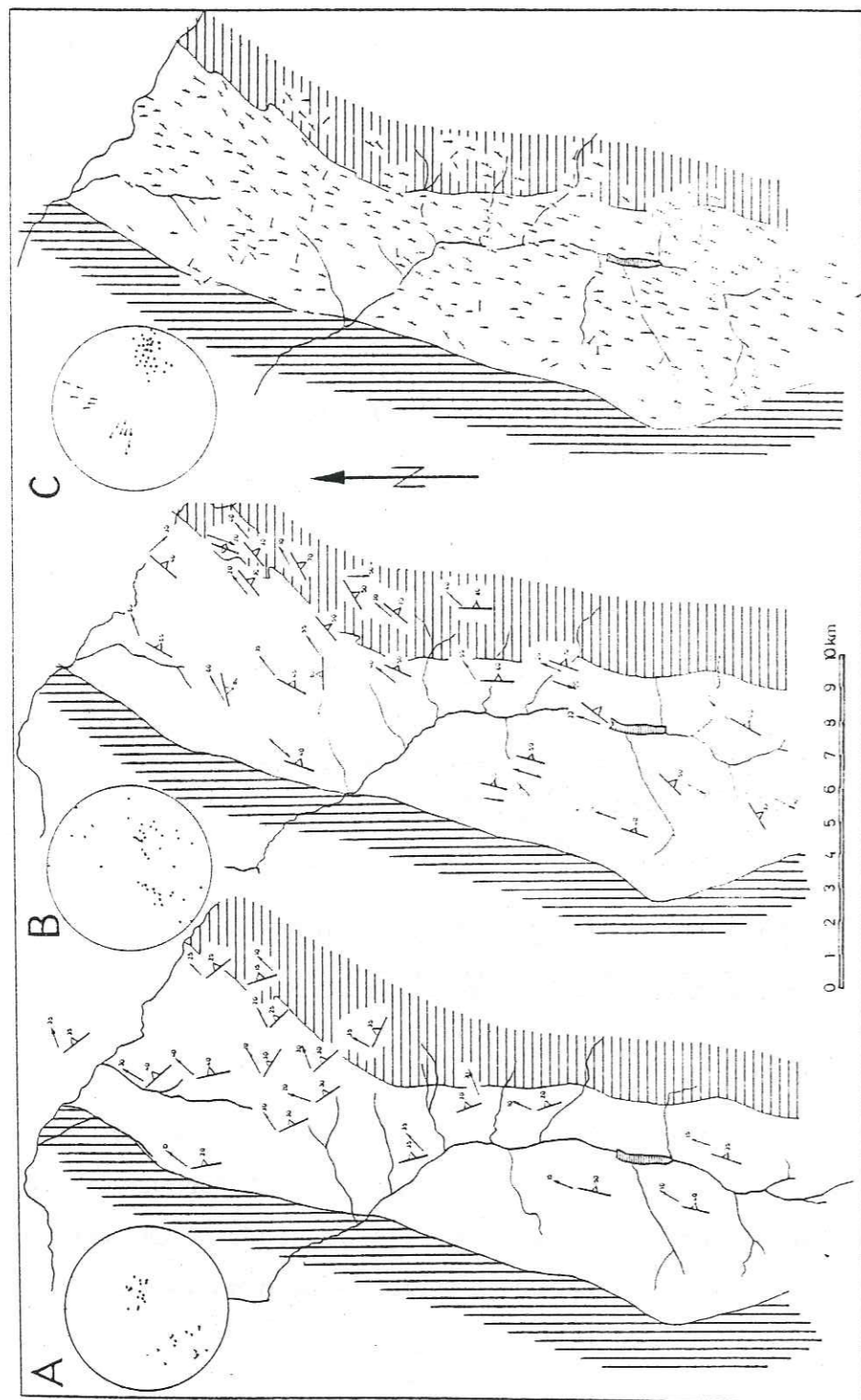


FIG. 13 : Carte des directions structurales dominantes entre la Drance de Bagnes (Suisse) et la frontière italienne (Col du Grand Saint Bernard) (D'après BURRI, 1983)

Corrélativement, il distingue deux linéations d'étirement synmétamorphiques de directions respectivement parallèles aux deux familles de plis longitudinaux puis transverses.

A ces deux étapes principales de la déformation, succèdent deux épisodes de rétrocharriage, le plan axial des plis en retour étant incliné vers l'ESE pour les premiers et vers le WNE pour les plus tardifs.

En accord avec les données de BURRI, les mesures récoltées ici, au niveau du secteur du col, confirment l'importance des directions d'étirement subméridiennes dans la déformation régionale de la zone du Grand Saint Bernard.

Toutefois, si je les ai globalement associées à un caractère longitudinal des déplacements en direction du NNW, BURRI se contente d'établir une correspondance entre la succession de déformations qu'il décrit, avec la chronologie des déformations établies plus au Sud par CABY (1968), dans le Val d'Aoste.

Ce dernier y distingue en effet, dans la zone du Grand Saint Bernard, comme dans la nappe des schistes lustrés, une première génération de petits plis isoclinaux, d'axe NS à N 10, antérieurs aux grandes structures plissées d'axe EW à WNW-ESE et à déversement N.

Sur le front septentrional de la zone du Grand Saint Bernard, cette fois, dans le Valais suisse, aux environs de Sion, SAVARY (1979) fait état de deux étapes de plissement à vergence d'abord NNW (axes à N 70), puis WNW (axes à N 20), avant un serrage tardif de direction Nord Sud.

Plus à l'Est, au Nord de la zone du col du Grand Saint Bernard, les déformations superposées dans les schistes lustrés et les ophiolites du val d'Hérens (SAVARY et SCHNEIDER, 1983) se traduisent par deux générations de plis à vergence Nord, de direction axiale d'abord N 50 puis N 120, antérieures à un rétrodéversement tardif vers le Sud-Est.

Cette étude comparative de la chronologie des structures plicatives enregistrées le long de la zone du Grand Saint Bernard, nous confronte au problème de la signification cinématique de la géométrie du plissement

D'une façon générale, depuis la Vanoise méridionale jusqu'au front septentrional de la nappe du Grand Saint Bernard et de la zone du Combin, la plupart des auteurs (BURRI, 1983; CABY, 1968; ELLENBERGER et SALIOT, 1967; PLATT et LISTER, 1984; AYRTON et al, 1982; SAVARY et SCHNEIDER, 1983) tombent d'accord sur le sens du rétrodéversement dirigé vers le Sud ou le Sud-Est.

Par contre, ce problème de l'interprétation cinématique du plissement se pose pour les déformations majeures précoces.

Ainsi, dans un premier temps, CABY (1968) avait été amené à interpréter, en Val d'Aoste, les deux générations successives de plissement Nord-Sud puis Est-Ouest, comme la conséquence d'une première translation vers l'Ouest précédant un déplacement secondaire des unités vers le Nord

Toutefois, CABY ainsi que beaucoup d'autres auteurs acceptent actuellement le fait que dans certaines conditions (une intense déformation non coaxiale par exemple) la géométrie locale du plissement (direction axiale, sens de déversement) est insuffisante pour déterminer le sens de déplacement des unités structurales. Cette détermination nécessite une analyse détaillée de la déformation finie et des sens de cisaillement régionaux. Les mouvements de rétrocharriage, dirigés vers le Sud-Est comme dans le Val d'Aoste.

Ainsi, PLATT et LISTER (1984), dans leur travail récent sur la Vanoise, envisagent le développement des plis WNW-ESE à vergence Nord, de géométrie identique aux plis de deuxième génération mentionnés par CABY (1968), comme le résultat d'une réorientation progressive des axes de plis développés au cours d'une déformation cisailante vers le NW, déjà initiée depuis les stades précoces de haute pression, matérialisés par une linéation d'étirement synglaucophane de même direction.

De même, AYRTON et al (1982) retrouvent dans la région des Monts Dolins, au front de la Dent Blanche, une première génération de plis subméridiens qu'ils associent à une première étape majeure de cisaillement vers le NNW, précédant un rétrocharriage à vergence Sud et un ultime serrage de direction Est-Ouest.

Comme j'ai pu le mettre en évidence dans le secteur du col du Grand Saint Bernard, ces interprétations de PLATT et LISTER, AYRTON et al vont dans le sens d'un important transport longitudinal précoce, synmétamorphique.

6.2. LES RELATIONS ENTRE L'EVOLUTION DE LA DEFORMATION ALPINE DANS LA ZONE DU COL DU GRAND SAINT BERNARD ET CELLE DU MASSIF DU MONT BLANC.

Mis à part le problème de l'interprétation cinématique des différentes familles de structures enregistrées dans la zone pennique nord occidentale, une partie des difficultés posées par cette tentative de corrélation entre ces différentes déformations superposées, tient tout simplement au fait qu'elles se situent en différents points de la charnière de l'arc alpin nord occidental, dont le développement doit vraisemblablement accompagner une évolution structurale spécifique pour(chacune des deux branches de l'arc.

On peut citer, par exemple, l'évolution différente enregistrée au niveau des zones externes, pour chacune de ces deux branches. Elle est respectivement marquée, dans la partie centrale du massif de l'Aar, par un raccourcissement coaxial, subhorizontal de direction NNW SSE (CHOUKROUNE et GAPAIS, 1983) et, au contraire, sur la bordure nord ouest du massif du Mont Blanc par un important changement de direction du chevauchement crustal, dirigé d'abord vers le NNW, puis vers l'Ouest (GOURLAY et RICOU 1983).

A ce sujet, l'évolution particulière de la déformation alpine dans le secteur du col du Grand Saint Bernard est globalement cohérente avec celle enregistrée dans ce secteur du Mont Blanc. En effet, le déplacement majeur vers le NNW, qu'on peut d'une façon générale associer à un décrochevauchement senestre, parallèlement à l'orientation moyenne de la linéation d'étirement dans les différentes unités de la zone du col du Grand Saint Bernard, est en accord avec la direction des déplacements précoces enregistrés à la fois par la déformation des nappes de couverture dauphinoise du Mont Joly et par le chevauchement crustal profond du Mont Blanc.

Ensuite, l'influence de plus en plus prépondérante de l'aplatissement dans les stades tardifs de la déformation régionale de la zone du col du Grand Saint Bernard, peut être mise en relation avec les changements de régime de la déformation mis en évidence au niveau du couloir de Chamonix et de la bordure nord ouest du Mont Blanc, et marquée par la transformation progressive de leur jeu chevauchant en couloir de décrochement dextre, en accord avec une rotation progressive de la direction du serrage, depuis une direction NNW-SSE à une direction EW (GOURLAY et RICOU, 1982). On peut, au cours de cette évolution, établir un rapprochement entre le jeu décrochant senestre associé à l'aplatissement vertical subméridien dans le couloir du Bon Nant, à l'Ouest du Mont Blanc, ainsi qu'au Sud des Aiguilles Rouges et dans le rameau interne de Belledonne, et la composante senestre combinée au chevauchement de la zone du col du Grand Saint Bernard, et associée, là aussi, à une orientation subméridienne du plan de foliation.

Donc, d'un point de vue général, cette étude semble confirmer l'hypothèse selon laquelle l'orientation subméridienne du front pennique et des structures des zones internes, à l'Est du versant oriental du Mont Blanc, peut être associée à la mise en jeu d'importants mouvements longitudinaux, dirigés vers le NNW.

Ainsi, dans son étude du Mésozoïque de la zone Sion-Courmayeur, dont les structures s'alignent suivant une orientation subméridienne parallèle au versant oriental du Mont Blanc, BURRI (1969) signale qu'à la suite d'une première étape de plissement isoclinal, synchisteuse, l'ensemble des terrains est repris par une seconde phase de plissement asymétrique, d'axe plongeant vers l'Est, dans la ligne de plus grande pente du plan de déformation et que BURRI associe à un mouvement relatif longitudinal, en décrochement senestre, de la nappe du Grand Saint Bernard par rapport au Mont Blanc.

Les conclusions de BURRI s'intègrent logiquement au contexte évolutif général de la remarquable structure losangique du massif du Mont Blanc dont les deux faces subméridiennes, est et ouest, ont, à un certain stade de la déformation alpine du massif, joué le rôle de décrochements senestres, contrôlant ainsi l'évolution des mouvements chevauchants sur les deux autres faces d'orientation NE-SW, dont on sait, pour la face nord-ouest, qu'elle s'est traduite par une importante rotation antihoraire, depuis un décrochevauchement senestre, jusqu'à un décrochevauchement dextre. (FIG. 14)

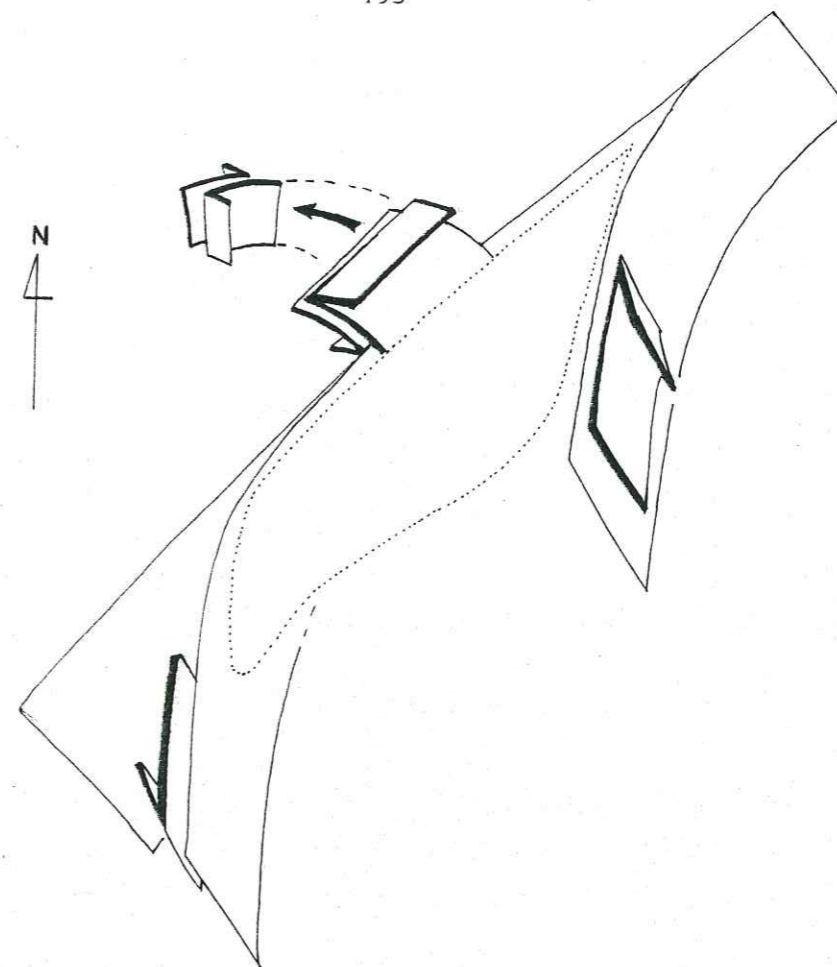


FIG. 14 : Schéma interprétatif des sens de cisaillement aux limites du massif du Mont-Blanc.

A plus grande échelle, compte-tenu de l'évolution structurale cohérente entre le front de la zone du Grand Saint Bernard et le secteur du Mont Blanc, il semble qu'on puisse attribuer aux grands couloirs structuraux subméridiens des Alpes nord-occidentales, un rôle spécifique de décrochement senestre contrôlant la cinématique des chevauchements de toute la partie nord de la branche occidentale des Alpes.

7. CONCLUSION

Bien que très succincte, cette étude du secteur du col du Grand Saint Bernard a non seulement permis, conformément à l'objectif initial de ce travail, de mettre en évidence une cohérence entre l'évolution structurale des zones externes au niveau du Mont Blanc et celle de ce secteur du front de la zone du Grand Saint Bernard, mais elle apporte en plus quelques faits nouveaux, relatifs à la cinématique générale des zones penniques dans le cadre du développement de l'arc alpin nord occidental.

L'analyse comparée du socle et des lambeaux de couverture triasique, a permis d'attribuer un âge alpin à l'ensemble de la déformation interne du socle, y compris celle des gneiss anté-carbonifères de la zone du Rutor, dont l'histoire tectonométamorphique antérieure n'apparaît plus que sous la forme de reliques de paragenèses de haute température, reliques plus ou moins préservées au sein de la déformation mylonitique alpine.

Le second point important concerne la mise en jeu d'une forte composante en aplatissement dans le développement de la déformation régionale du front de la zone du Grand Saint Bernard. Elle peut expliquer la remarquable continuité des différentes unités lithologiques en présence, qui, réduites parfois à quelques dizaines de mètres, voire quelques mètres d'épaisseur, se suivent cartographiquement sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Corrélativement, le plongement moyen vers le N 150 N 160 de la linéation d'étirement, contenue dans le plan de foliation régionale, souligne la direction préférentielle des cisaillements conjugués accommodant cette déformation en aplatissement.

Dans ce contexte évolutif particulier, la part apparemment prépondérante des cisaillements décrochevauchants senestres, dirigés vers le NNW, confère à ce secteur de la partie frontale de la zone du Grand Saint Bernard, le rôle potentiel de rampe latérale décrochevauchante, limitant vers l'Ouest le déplacement tangentiel des nappes plus internes en direction du NNW.

Ceci expliquerait sans doute pourquoi, comme le souligne CABY (1968), le caractère de véritable nappe de recouvrement que constitue la zone du Grand Saint Bernard dans le Valais Suisse (Nappe de Mischa-bel), n'apparaît plus, tout le long de son front occidental, depuis le Val d'Aoste jusque dans le secteur du col du Grand Saint Bernard.



CONCLUSION GENERALE

La déformation du front nord occidental du Mont-Blanc, et celle du front de la zone du Grand Saint Bernard, se caractérisent par une même évolution générale où les changements de sens des cisaillements régionaux et des régimes de la déformation traduisent l'apparition progressive d'une étape tardive de serrage Est-Ouest antérieure à une première période de charriages subméridiens.

Au cours de cette évolution, les grandes lignes structurales subméridiennes de cette partie nord de la face occidentale de l'arc alpin semblent avoir joué le rôle spécifique de décrochements senestres. Ceux-ci doivent exercer un contrôle prépondérant sur le développement des chevauchements dans ce secteur septentrional des Alpes



occidentales et expliquer, par exemple, l'importante rotation anti-horaire enregistrée par le chevauchement crustal majeur du Massif du Mont-Blanc.

Notons au passage que, bien que la partie centrale du massif du Mont-Blanc ne semble, pour BERTINI et al (1985), avoir essentiellement enregistré un raccourcissement subhorizontal de direction NW-SE, les importants changements de direction de déplacement enregistrés aux limites du massif, rendent inadéquate la méthode des coupes balancées réalisées par BUTLER (1984) sur le front sud-ouest du Mont-Blanc, en vue de calculer le déplacement total du massif suivant l'unique direction WNW-ESE.

La position structurale différente entre le front chevauchant du Mont-Blanc et celui de la zone du Grand Saint Bernard, se traduit par le fait que la déformation, au niveau du chevauchement du Mont Blanc se réalise dans les conditions d'apparition de la biotite, alors qu'elle se déroule toujours à basse température, depuis les stades précoces de haute pression (glaucophane), jusqu'aux étapes tardives en faciès schiste vert dans la zone du Grand Saint Bernard.

Toutefois, la datation des biotites alpines du Mont-Blanc (40 M.A.; LEUTWEIN et al., 1970) et celle du métamorphisme de haute pression en Vanoise méridionale (post médio-éocène; CABY et al., 1978) indiquent que ces déformations se sont déroulées en partie à la même époque.

S'il paraît impossible de caler précisément la chronologie des déformations superposées dans le couloir de Chamonix par rapport à celle du couloir du Grand Saint Bernard, on peut cependant relever certaines analogies dans les modalités d'apparition des déformations successives entre le secteur du Mont Blanc et celui du col du Grand Saint Bernard.

Ainsi, dans ces deux régions, la déformation précoce est associée à un cisaillement tangentiel dirigé vers le Nord ou le Nord Nord Ouest (zone du Rutor, dans la combe de Barasson; terminaison sud du Mont-Blanc; nappe du Mont Joly).

Cette déformation tangentielle précoce est recoupée, tardivement, par une déformation subverticale mettant toujours en jeu une forte composante décrochante dextre (col du Bonhomme au front sud-ouest du Mont-Blanc) ou senestre (couloir mylonitique de la route du col du Grand Saint Bernard). Il est à noter que ce décrochement senestre, tardif, de la route du col du Grand Saint Bernard présente des caractéristiques identiques à celle de la déformation profonde de l'ensemble Belledonne interne, couloir du Bon Nant, Aiguilles Rouges, envisagée au contraire comme relativement précoce.

Dans les deux régions, ce décrochement, souligné par un étirement subhorizontal ou à plongement Nord, met en jeu une très forte composante en aplatissement. Celle-ci caractérise les stades tardifs de l'évolution de la déformation ductile de la zone du Grand Saint Bernard. Elle se traduit par un véritable raccourcissement coaxial Est-Ouest subhorizontal, associé à un épisode final de déformation cassante dans l'ensemble Belledonne interne, couloir du Bon Nant, Aiguilles Rouges.

D'une façon plus générale, le caractère régional de la déformation dans le Mont-Blanc et dans le Grand Saint Bernard reste globalement de type décrochevauchante. Son évolution dans les deux régions est marquée par un important changement de régime de la déformation qui se traduit par la transformation progressive d'un décrochevauchement senestre en un décrochevauchement dextre (voir un franc décrochement dextre) sur le front nord-ouest du Mont-Blanc et d'un décrochevauchement senestre en un aplatissement tardif est-ouest, dans le secteur du col du Grand Saint Bernard.

L'évolution de cette interaction entre chevauchements et décrochements, dans cette partie septentrionale des Alpes occidentales, s'intègre à une évolution globale, cohérente pour tout l'arc alpin occidental, où serrages et déplacements passent grossièrement d'une direction initiale nord-sud à une direction finale est-ouest (tableau, p. 206).

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE P. (1978). - Notice explicative de la carte géologique du Mont Blanc au 1/50 000. Feuille n° XXXVI-31 (B.R.G.M.).
- ARGAND E. (1916). - Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclog. géol. Helv.* 14, p. 145-191.
- ARNAUD H., BARFETY J.C., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978). - A propos du rhégatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, série D, p. 1335-1338.
- AYRTON S. (1980). - La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). *Eclog. géol. Helv.*, vol. 73/1, p. 137-172.
- AYRTON S. (1980). - Massifs cristallins externes: autochtones ou allochtones ? *Eclog. géol. Helv.*, vol. 73, p. 661-662.
- AYRTON S., BUGNON C., HAARPAINNER T., WEIDMANN N. et FRANK E. (1982). - Géologie du Front de la Nappe de la Dent Blanche dans la région des Monts Dolins (Valais). *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 75/2, p. 269 - 286.
- BAGIO P., FERRARA G. et MALARODA R. (1967). - Results of some Rb/Sr Age determinations of the rocks of the Mont Blanc tunnel. *Boll. Soc. Geol. It. (Roma)*, vol. 86, p. 193-212.

- BARBIER R. et BARFETY J.C. (1972). - Les structures E-W de la zone ultradauphinoise du Pays des Arves et leur signification. *Géol. alp. Grenoble* 48, p. 151-158.
- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. et MOUTERDE R. (1979). - Tectonique syn-sédimentaire dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises: la Faille du Col d'Ornon. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, p. 1207-1210.
- BEACH A. (1981). - Thrust tectonics and crustal shortening in the external French Alps based on a seismic cross-section. *Tectonophysics* 79, n°1/2, p. 1-6.
- BEARTH P. (1961). - Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand Saint Bernard dans le Valais (Suisse). - Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot, t. II, p. 407 - 418; *Mém. H. S. Soc. Géol. Fr., Paris*).
- BELLIÈRE J. (1980). - Massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Structure et Pétrologie du socle. *Géologie alpine*, t. 56, p. 237-249.
- BERGERAT F. (1981). - Dynamique des accidents cévenols au cours du Tertiaire. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, t. 292, p. 1049 - 1052.
- BERTHE D. (1980). - Le cisaillement Sud-Armoricain dans la région de St. Jean Brevelay (Morbihan). Analyse de la déformation cisailante. *Thèse 3^{ème} cycle*, Rennes, 150 p.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P. (1979). - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite: the example of the South Armorican Shear zone. *J. of Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- BERTINI G., MARCUCI M., NEVINI R., PASSERINI P., SGUAZZONI G. (1985) . - Patterns of faulting in the Mont Blanc granite. *Tectonophysics*, vol. 111, n° 1-2, p. 65 - 106.
- BERTRAND P. (1926). - Les gisements à Mixoneura de la région de St. Gervais-Chamonix. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 26, p. 381-388.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977). - From the Tethys ocean to the mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. *In: International Symposium on the structural history of the mediterranean basins. Split 25-29 October 1976. B. Biju-Duval and Montadert (Ed). Editions Technip, Paris*, p. 145-164.
- BORDET C. (1961). - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du Massif de Belledonne (Alpes françaises). *Ministère Industrie. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France* Paris, Imp. nat., p. 153-154.
- BORDET P. (1963). - Déformations anciennes récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Trav. du Lab. de Géol. de la Fac. des Sc. de Grenoble*, t. 39, p. 173-198.
- BOUDON J., VIALON P. et GRATIER J.P. (1976). - L'Arc alpin occidental: réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 69/2, p. 509-519.

- BOULLIER A.M. et GUEGUEN Y. (1975). - SP. mylonites origin of some mylonites by superplastic flow. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 50, p. 93-104.
- BOULLIER A.M. et BOUCHEZ J.L. (1978). - Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 20, p. 253-262.
- BRAVARD C. (1982). - Données nouvelles sur la stratigraphie de la zone des Aiguilles d'Arves au Nord du Lautaret. *Géol. Alpine*, t. 58, p. 5-13.
- BRAVARD C. (1983). - Précisions sur l'âge et les caractères de la tectonique du soubassement du flysch des Aiguilles d'Arves. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 297, p. 285-288.
- BRODBECK J.F., BURRI M., HEDIGER R. (1979). - Le front de la nappe du Grand Saint Bernard entre Bourg St Maurice et la frontière italo-suisse. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, n° 242.
- BRUN J.P. et CHOUKROUNE P. (1981). - Déformation progressive et structures crustales. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 23, fasc. 3, p. 177-193.
- BRUNEL (1983). - Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal oriental et Himalaya du Nord-Ouest). *Thèse Paris VII*.
- BURRI M. (1969). - La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 62, p. 547 - 566.
- BURRI M. (1983). - Le front du Grand Saint Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. *Eclog. Géol. Helv.*, vol. 76/3, p. 469 - 490.
- BUTLER R.W.H. (1983). - Balanced cross-sections and their implications for the deep structures of the northwest Alps. *J. of Struct. Geol.*, vol. 5, n° 2, p. 125-137.
- BUTLER R. W. H. (1984). - Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps: reply. *Journ. of struct. Geol.*, vol. 6, n° 5, p. 607 - 612.
- CABY R. (1968). - Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structurales de la zone du Grand Saint Bernard dans la partie sud du val d'Aoste (Italie). *Géol. alpine (Grenoble)*, 44, p. 95 -111.
- CABY R., KIENAST J. R., SALIOT P. (1978). - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Geog. phys. Géol. dyn.*, 44, p. 307 - 322.
- CARFANTAN J.C. (1975). - Les terrains ante-oxfordiens de la chaîne du Charvin (massif des Bornes-Savoie). Caractères stratigraphiques et structuraux. *Ann. Centre universitaire de Savoie*, t. II, *Sc. Nat.*, p. 59-67.
- CARME F. (1971 a). - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 273, p. 1771-1774.
- CARME F. (1971 b). - Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 273 D, p. 2038-2041.

- CHOUKROUNE P. (1971). - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("presue shadows"). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIII, n° 3-4, p. 257-271.
- CHOUKROUNE P. et GAPAIS D. (1983). - Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flaterring. *J. of Struct. Geol.*, vol. 5, n° 4, p. 1 à 10.
- CLARK S.P. et JÄGER E. (1969). - Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow. *Am. Sci.*, 267, p. 1143-1160.
- CORBIN P. et DULIANOFF N. (1923). - a) Sur le Mésozoïque du Prarion (vallée de l'Arve. b) Sur certains caractères du plissement hercynien dans la région de Servoz-les-Houches (Vallée de l'Arve). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 176, p. 1171 et 1561.
- DEBELMAS J. (1975). - Les Alpes et la Théorie des Plaques. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, (2), vol. XVII, fasc. 3, p. 195-208.
- DEBELMAS J. (1980). - Les Alpes Franco-Italiennes. *Géol. Alpine*, t. 56, p. 21-59.
- DEBELMAS J., GIDON M. et KERCKHOVE C. (1978). - Idées actuelles sur les car-
gneules alpines. In "Livre Jubilaire Jacques Flandrin". *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, H.S. 4, p. 195-201.
- DOLIVO E. (1982). - Nouvelles observations structurales au S.W du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. *Matér. carte géol. suisse*.
- DOUDOUX B., MERCIER de LEPINAY B. et TARDY M. (1982). - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 295, série II, p. 63-68.
- DURNEY D.W. et RAMSAY J.G. (1973). - Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In *Gravity and Tectonics* (ed. K.A. De Jong and R. Scholten) *JCHW. Wiley*, New-York, p. 67-96.
- ELLENBERGER F. (1958). - Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. Carte Géol. Fr.*, 561p.
- ELLENBERGER F., SALIOT P. (1967). - Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, D, p. 1569 - 1572.
- ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P., TARDY M. (1982). - Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétique comprises entre Mont Blanc et Belledonne (Savoie - Alpes occidentales). Implications régionales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIV, n° 4, p. 817-830.
- ETCHECOPAR A. (1977). - A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39, p. 121-129.
- FLANDRIN J. (1966). - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 8, n° 3, p. 376-386.
- FLINN D. (1962). - On folding during three dimensionnal progressive deformation. *Q.J. Geol. Soc. London*, 118, p. 385-434.

- FRANK W. (1976). - Jahresbericht 1975 über Mineralseparation und Geochronologie. *Ber. Geol. Tiefbau Ostalpen*, 3, p. 16-18, Wien (Zentralanst. Meteor. Geodyn.).
- GOFFE B. (1977). - Succession de subfacies métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie). *Contr. to Min. and Petro.*, 62, p. 23 - 42.
- GOGUEL J. (1963). - L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 5/1, p. 20-33.
- GOURLAY P. (1982). - La déformation dans le couloir du Bon Nant entre Mont Blanc et Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 294, p. 1291-1294.
- GOURLAY P. et RICOU L.E. (1983). - Le jeu décrochant dextre tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 296, p. 927-932.
- GOURLAY P. (1984). - La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). Thèse 3 ème Cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 131p.
- GRASMUCK K. (1961). - Die helvetischen Sedimente an Nordostrand des Mont Blanc massivs. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 54, n° 2, p. 351-450.
- GROS Y. (1974). - Etude pétrologique et structurale du Beaufortin. *Thèse 3 ème cycle*, Grenoble.
- GUILLAUME A. (1978). - La ligne Tonale (Alpes centrales et orientales): sens du décrochement et prolongements. *Tectonophysics*, 48, T. 7- T.14.
- LANDRY P. (1978). - Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont Blanc. *T.L.G.*, t. 54, p. 83-112.
- LEMOINE M. (1972). - Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Géol. Rdsch.* 61/3, p. 975-1010.
- LEMOINE M. (1983). - Structuration d'une marge passive lors du rifting: l'exemple des Alpes occidentales au Jurassique. *Réunion extraordinaire de la S.G.F. et de l'A.T.P. (Brest)*.
- LEIKINE M., KIENAST J.R., ELTCHANINOFF C. et TRIBOULET S. (1983). - Le métamorphisme polyphasé des unités dauphinoises entre Belledonne et Mont Blanc (Alpes occidentales). Relation avec les épisodes de déformation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXV, n° 4, p. 575-587.
- LEUTWEIN F., POTY B., SONET J. et ZIMMERMANN J.L. (1970). - Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 271, D, p. 156-158.
- MASSON H. (1972). - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclog. géol. Helv.*, 65/1, p. 27-41.

- MATTAUER A., PROUST F. et ETCHECOPAR A. (1977). - Linéations "a" et mécanisme de cisaillement simple lié au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, n° 4, p. 841-
- MAURY P. (1984). - Etude stratigraphique et structurale de la liaison Séolanes-Morgon (Ubaye): son rôle dans la genèse de la zone subbriançonnaise. *Thèse 3 ème cycle*, Paris VI, 162.
- MAURY P. et RICOU L.E. (1983). - Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 24, fasc. 1, p. 3-22.
- MENARD G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le S.E. de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. *Thèse 3 ème cycle*, Grenoble, 178 p.
- MERCIER de LEPINAY B. (1981). - Etude géologique de la région des Gâts et de Samiens (Haute Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la brèche et nappe des Gâts) et les unités delphino-helvétiques. *Thèse 3 ème cycle*, Paris VI (P. & M. Curie), 217 p.
- MERCIER de LEPINAY B. et FEINBERG H. (1982). - L'olistostrime sommital des grès delphino-helvétiques dans la partie nord-occidentale du massif de Platé-Haut-Griffe (Haute Savoie, Alpes occidentales): Nature, âge et implications structurales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 294, p. 1279-1284.
- MERLE O. (1982). - Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). *Thèse 3 ème cycle*, Rennes.
- MERLE O. (1984). - Déplacement et déformation des nappes superficielles. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 25, fasc. 1, p. 3-17.
- OULIANOFF N. (1965). - Contribution à l'histoire des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. 69, n° 317, p. 21-33.
- OULIANOFF N., TRUMPY R. (1958). - Notice explicative de la feuille Grand Saint Bernard. (Feuille n° 33 de l'atlas géol. suisse au 1/25000). Kümmerly et Frey, S. A., Berne, 39p.
- PAIRIS B., PAIRIS J.L. et PORTHAULT B. (1973). - Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges, Alpes de Haute Savoie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, p. 1131-1134.
- PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1978). - Mécanismes de déformation dans le massif de Platé (Haute Savoie). *Annales du Centre univ. de Savoie*, t. III, p. 37-52.
- PAREJAS E. (1925). - La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie). *Eclog. géol. Helv.*, 19/2, p. 420-503.
- PERRIER G. et VIALON P. (1980). - Les connaissances géophysiques du Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. *Géologie Alpine*, 56, p. 13-21.
- 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 3 ème cycle*, Univ. Claude Bernard, Lyon.

- PLATT J.P., LISTER G.S. (1985). - Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. *Journ. of Struct. Geol.*, vol. 7, n° 1, p. 19 - 35.
- POTY B., STADLER H.A., WEISBROD A.M. (1974). - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. *S.M.P.M.*, 54, 213, p. 717-752.
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and fracturing of rocks. *Mc. Graw. Hill* (New-York), 568 p.
- RAMSAY J.G. (1981). - Tectonics of the Helvetic Nappes. Thrust and Nappe Tectonics. *Geological Soc. of London*, Special publication n° 9, p. 293-309.
- RAMSAY J.G. et GRAHAM R.H. (1970). - Strain variation in shear belts. *Can. Journ. of Sc.*, vol. 7, n° 3, p. 786-813.
- RICOU L.E. (1980). - La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre subméridien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 290 (D), p.835-838.
- RICOU L.E. (1984). - Les Alpes occidentales: chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. France*, vol. 7, t. XXVI, n° 5, p. 861 - 874.
- RUBEY W.W. et HUBBERT M.K. (1959). - Role of fluid pressure in mechanic of overthrust faulting. *Géol. Soc. Am. Bull.*, vol. 70, p. 167-205.
- SAVARY P.P. (1979). - Evolution structurale du front de la nappe du Grand Saint Bernard aux environs de Sion. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 72, p. 271 - 278.
- SAVARY J., SCHNEIDER B. (1983). - Déformations superposées dans les schistes lustrés et les ophiolites du val d'Hérens (Valais). *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 76/2, p. 381 - 389.
- SPRY A. (1963). - Origin and significance of snowball in garnet. *Jour. of Petro.*, 4, p. 211 - 222.
- STECK A. (1968). - Die alpidischen strukturen in den centralen Aargraniten die westlichen Aarmassivs. *Eclog. geol. Helv.*, 61, p. 19-48.
- TAPPONNIER P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 437-460.
- TRIBOULET S. et ELTCHANINOFF C. (1980). - Etude géologique entre Belledonne et le Mont Blanc (livre synthétique). *Thèse 3 ème cycle*, Paris.
- TRUESDELL G. et TOUPIN R. (1960). - The classical field theories. *Handbuck der Physik*, 3, p. 226-793.

TRUMPY R. (1980). - Geology of Switzerland. A guide-book. Part A: An outline of the Geology of Switzerland. Edited by: Schw. Geol. Komm. Pub. Wepf and Co (Basel, New-York).

TULLIS J.A., CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T. (1973). - Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 297-314.

VIALON P. (1974). - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle. *Bull. suisse de minéralogie et pétrologie*, v. 54, p. 663-690.

VON JURGEN F. et VON RAUMER J.P. (1974). - Zur metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont Blanc und Aiguilles Rouges Massivs. *Schweiz. Miner. und Petro. Mitt.*, Band 54, Heft. 2/3, p. 471-487.

