



HAL
open science

**La marge austroalpine durant la collision alpine :
évolution tectonométamorphique de la zone de
Sesia-Lanzo.**

Jean-Paul Vuichard

► **To cite this version:**

Jean-Paul Vuichard. La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo.. Tectonique. Université Rennes 1, 1988. Français. NNT: . tel-00675912

HAL Id: tel-00675912

<https://theses.hal.science/tel-00675912>

Submitted on 2 Mar 2012

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.

J. P. VUICHARD

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-23-8

**la marge austroalpine
durant la collision alpine :**

EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE
DE LA ZONE SESIA - LANZO

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn
d'Etude Structurale
des Socles*

n° 24

Rennes 1989



**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N°24

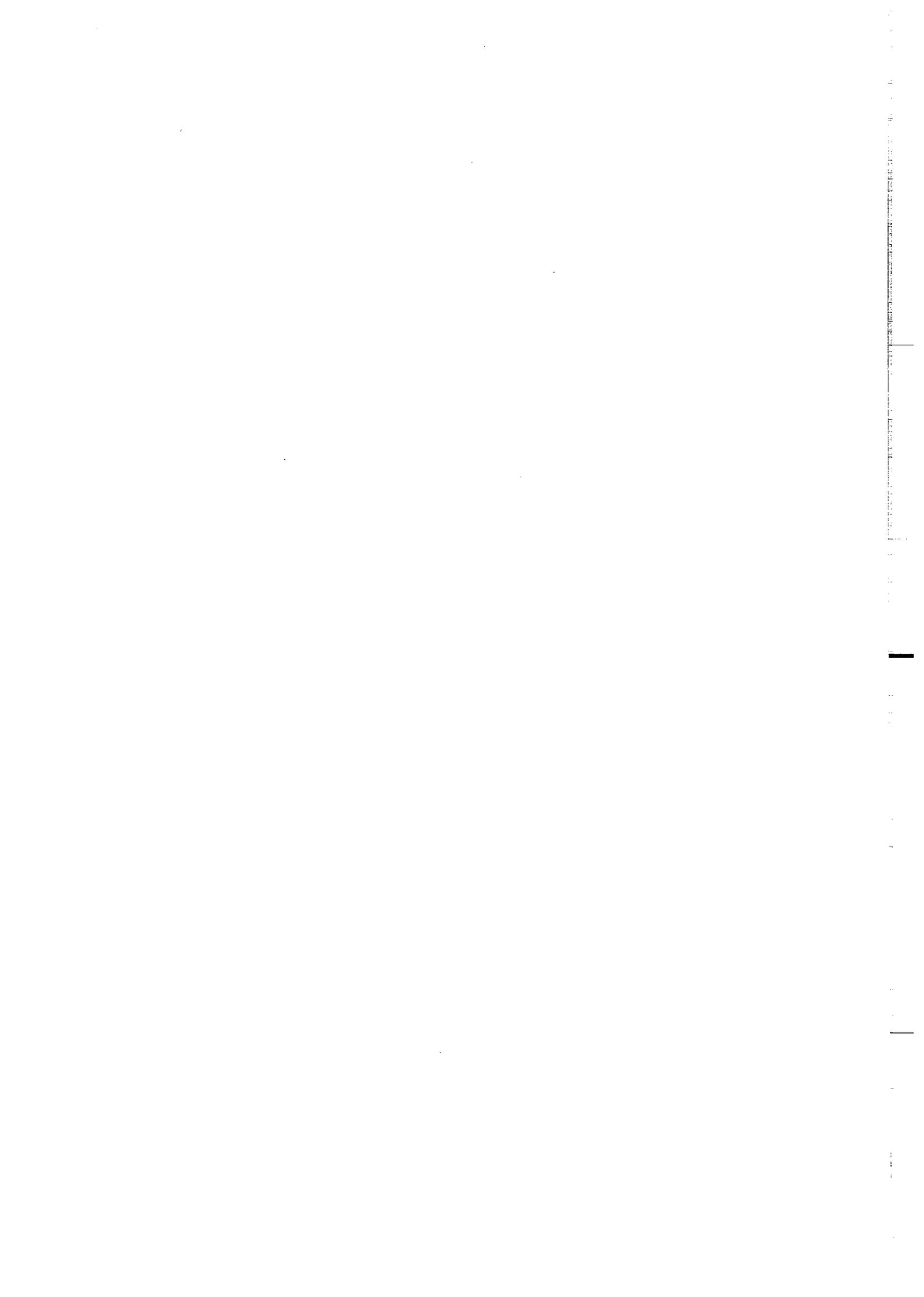
J.P. VUICHARD

**La marge austroalpine durant la collision alpine :
évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo.**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 18 Avril 1988.**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1989



ISSN : 0755-978 X

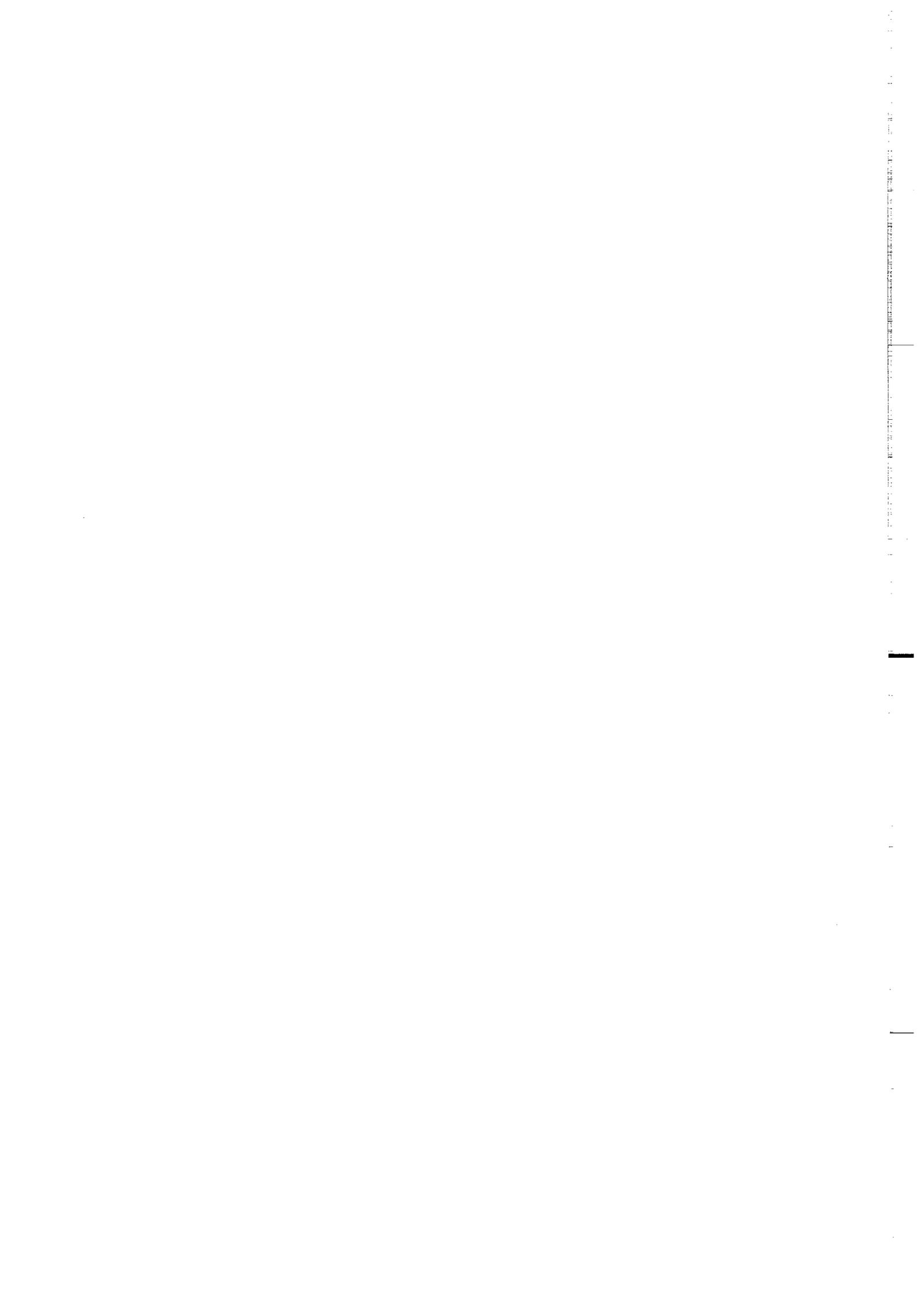
ISBN : 2-905532-23-8

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex (France)**

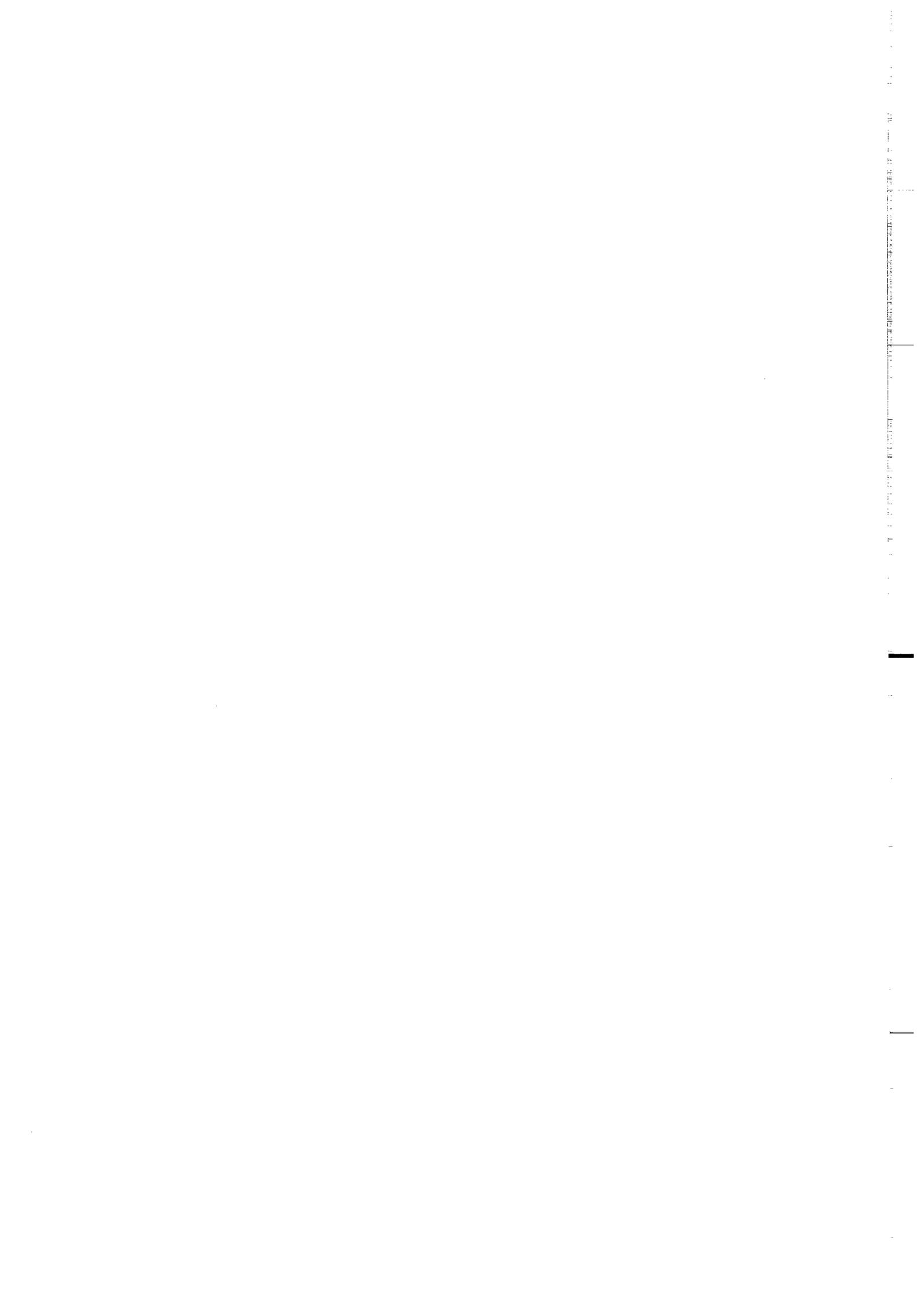
J.P. VUICHARD (1989)

**La marge austroalpine durant la collision alpine :
évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 24 ; 307.



*Que tous ceux qui, de près ou de loin,
ont contribué à l'élaboration de ce
travail soient ici vivement remerciés.*



SOMMAIRE

7	INTRODUCTION
CHAPITRE I : DEFINITION DES UNITES	
15	I - INTRODUCTION
15	II - LES UNITES EUROPEENNES
18	III - LES UNITES OCEANIQUES
18	1 - La zone de Zermatt
18	2 - La zone du Combin
18	3 - Le massif de Lanzo
20	IV - LES UNITES APULIENNES
20	1 - Les unités austroalpines
32	2 - Les unités sud-alpines
CHAPITRE II : EVOLUTION P-T DE LA ZONE SESIA-LANZO	
41	I - INTRODUCTION
41	II - METHODE
41	1 - Introduction
43	2 - Le multisystème
55	3 - Effet d'un constituant additionnel: le calcium
59	4 - Effet d'une phase supplémentaire: la glaucophane
65	5 - Conclusion
67	III - EVOLUTION P-T DES "MICASCHISTES ECLOGITTIQUES"
67	1 - Le métamorphisme antéalpin
67	2 - L'évolution alpine prograde
69	3 - Le métamorphisme éclogitique
71	4 - Evolution rétrograde des "micaschistes éclogitiques"
73	5 - Les données géochronologiques
73	6 - Conclusion
75	IV - EVOLUTION P-T DE LA "IIDK"
75	1 - Conditions P-T du métamorphisme antéalpin
75	2 - Evolution prograde de la "II DK"
77	3 - Estimation des conditions P-T du métamorphisme éclogitique dans la "II DK"
88	4 - Evolution rétromorphique de la "II DK"
88	5 - Conclusion
91	V - EVOLUTION P-T DES "GNEISS MINUTI"
91	1 - Conditions P-T du "pic" du métamorphisme
91	2 - Evolution rétromorphique des "gneiss minuti"
93	3 - Conclusion
93	VI - DISCUSSION - CONCLUSION

CHAPITRE III : HISTOIRE DE LA DEFORMATION DANS LA ZONE SESIA-LANZO

- 97 I - INTRODUCTION
97 1 - Objets et méthodes
99 2 - Rappels
- 103 II - LES STRUCTURES ANTEALPINES DANS LES "MICASCHISTES ECLOGITIQUES"
103 1 - Introduction
103 2 - Les structures antéalpines dans les granitoïdes de Lillianes
107 3 - Les structures antéalpines dans les paragneiss au Mont Béchil
112 4 - Conclusion
- 113 III - LA DEFORMATION SCHISTE BLEU PROGRADE
113 1 - Introduction
113 2 - Les amphibolites d'Ivozio
118 3 - Autre exemple de "déformation prograde"
119 4 - Conclusion
- 121 IV - LA DEFORMATION ECLOGITIQUE (D1)
121 1 - Introduction
121 2 - La schistosité
121 3 - La linéation d'étirement finie
125 4 - Forme de l'ellipsoïde et intensité de la déformation finie
127 5 - Régime de la déformation
128 6 - Les structures associées à la déformation éclogitique
135 7 - Place de la déformation sur le chemin P-T
138 8 - Les microstructures associées à la déformation D1
138 9 - Conclusion
- 141 V - LA DEFORMATION RETROMORPHIQUE (D2)
141 1 - Introduction
141 2 - Schistosité
141 3 - Linéation d'étirement fini
145 4 - Forme de l'ellipsoïde de déformation
145 5 - Régime de la déformation
149 6 - Les plis associés à la déformation D2
149 7 - Les microstructures associées à la déformation D2
149 8 - Place de la déformation sur l'évolution P-T des unités
149 9 - Conclusion
- 151 VI - CONCLUSION

CHAPITRE IV : HISTOIRE DE L'EPAISSISSEMENT DANS LES UNITES AUSTROALPINES

- 155 I - INTRODUCTION
- 155 II - NATURE ET ORDRE DE L'EPAISSISSEMENT: LA ZONE SESIA - LANZO, UNE STRUCTURE ACQUISE EN DEUX ETAPES
155 1 - Introduction
159 2 - Rappels
161 3 - Le contact "II DK" - "micaschistes éclogitiques"

- 171 4 - Le contact "II DK" - "gneiss minuti"
177 5 - Le contact "gneiss minuti" - "micaschistes éclogitiques"
183 6 - Conclusion

- 185 III - DEFORMATION ET DEPLACEMENT
185 1 - Introduction
185 2 - Les déformations éoalpines
189 3 - Les déformations "alpines"
190 4 - Conclusion

- 191 III - CONCLUSION

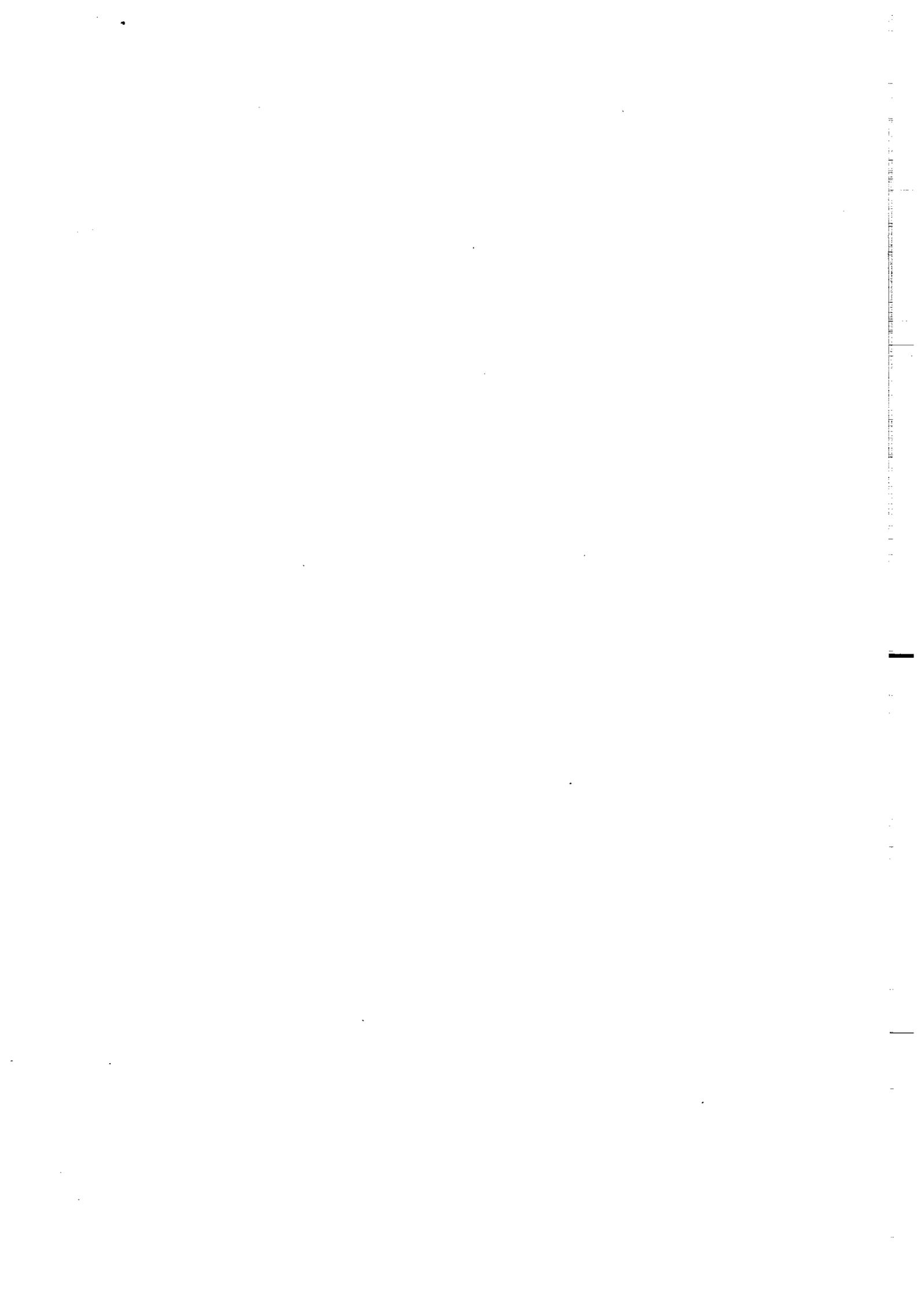
CHAPITRE V : DISCUSSION - CONCLUSION: UNITES AUSTRALPINES ET
COLLISION CONTINENTALE DANS LES ALPES OCCIDENTALES

- 195 I - INTRODUCTION
- 197 II - UNITES AUSTRALPINES ET EPAISSISSEMENT DANS LES ALPES
OCCIDENTALES
197 1 - Introduction
197 2 - Les données utilisées
205 3 - Un modèle d'évolution
- 209 III - CINEMATIQUE DE LA COLLISION DAND LES ALPES OCCIDENTALES LORS
DE L'EVENEMENT EOALPIN
209 1 - Introduction
209 2 - Les bases
211 3 - Quelques exemples
213 4 - L'arc alpin

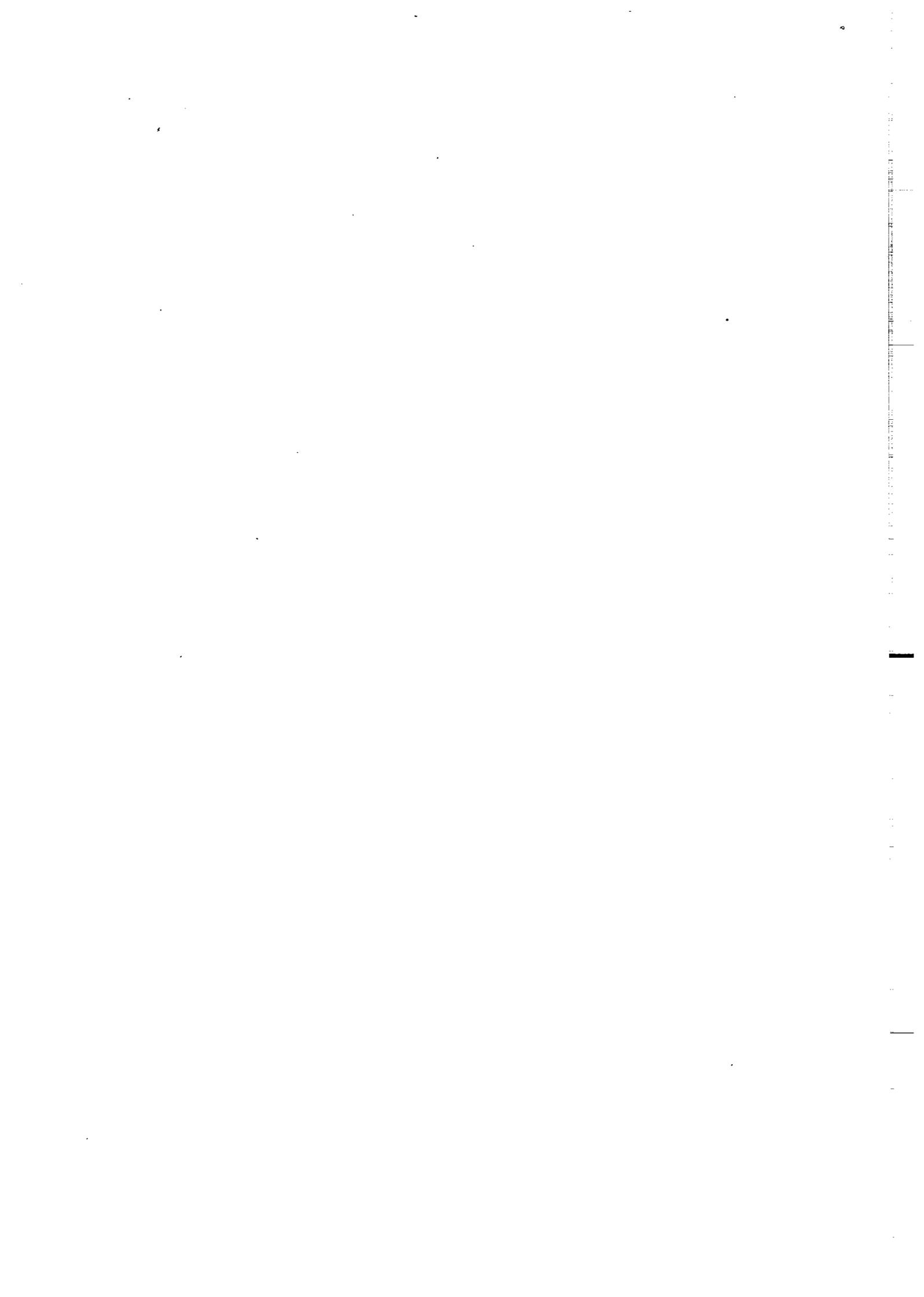
- 217 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

- 239 Annexe I - La nappe de la "Dent-Blanche" (Alpes occidentales): deux
unités austroalpines indépendantes.
- 259 Annexe II - Cinématique éoalpine et alpine en zone Sesia-Lanzo
(Alpes occidentales)
- 267 Annexe III - Conditions P-T du métamorphisme antéalpin dans la
"seconde zone diorito-kinzigitique" (zone Sesia-Lanzo, Alpes
occidentales)
- 285 Annexe IV - Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks
from the Sesia zone (Western Alps): their bearing on phase relations
in high-pressure metapelites



INTRODUCTION



INTRODUCTION

De nombreux travaux se sont succédés depuis le début du siècle dans les Alpes occidentales, qui sont probablement la chaîne de montagnes la mieux connue du globe. Les unités majeures, ainsi que les principales superpositions sont depuis longtemps identifiées (e.g. Lugeon, 1901; Lugeon et Argand, 1905; Argand, 1916).

Trois domaines majeurs ont été définis en fonction de la nature (continentale ou océanique) de leur croûte et de leur situation paléogéographique anté-collision. Ce sont, d'ouest en est, les domaines européen, océanique (ligure) et africain ou plus exactement apulien (Fig.0.1). Lors de la collision alpine, les unités les plus internes de l'arc chevauchent les unités plus externes (Fig.0.1). L'empilement final comprend donc de haut en bas les unités apuliennes, les unités océaniques et les unités européennes.

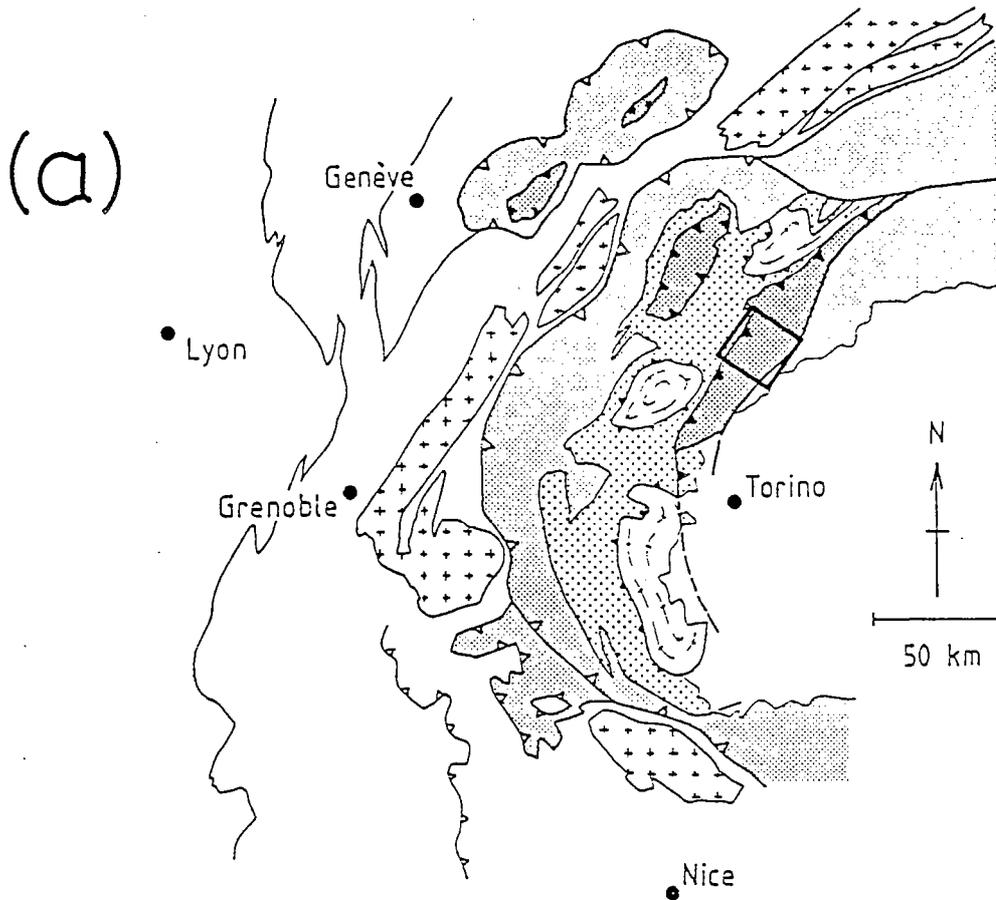
L'histoire de la formation de la chaîne est relativement longue (Dal Piaz et al. 1972; Mattauer et Tapponier, 1978; Malavielle et al., 1984; Gillet et al., 1986). Elle débute vers 110 M.a. (événement éoalpin) et ne concerne alors que les unités les plus internes. Ces dernières sont portées dans des conditions de HP/BT (éclogitiques). La formation de la chaîne est marquée par une propagation de l'épaississement vers l'extérieur de l'arc au cours du temps. L'épaississement s'achève aux environs de 10 M.a.

L'histoire de l'épaississement est relativement bien connu en ce qui concerne la période la plus récente. Le début de l'épaississement (événement éoalpin) est par contre beaucoup moins clair. En particulier, le mode et la cinématique de l'épaississement lors de l'événement éoalpin, est encore mal connu.

L'objectif de ce travail est (i) de préciser la cinématique des unités aux début de la collision (événement éoalpin), (ii) de définir l'histoire de l'épaississement tel qu'il se traduit dans les unités apuliennes.

L'unité choisie est la zone Sesia-Lanzo (1) car elle représente une partie de la marge apulienne antécollision, (2) car une partie d'entre elle préserve de façon exceptionnelle une déformation éclogitique éoalpine et (3) car elle est constituée de plusieurs unités dont les relations permettent de contraindre l'histoire de l'épaississement.

Les unités des Alpes occidentales sont décrites dans la première partie. Les unités apuliennes et en particulier celles de la zone Sesia-Lanzo font l'objet d'une attention particulière. On observera notamment que les unités de la zone Sesia-Lanzo, occupaient des positions différentes dans la croûte apulienne avant la collision.



	EUROPE		Océan	AFRIQUE	
HELVETIQUE	PENNIQUE			austro-alpin	sud-alpin
dauphinois	briançonnais	piémontais	ligure		

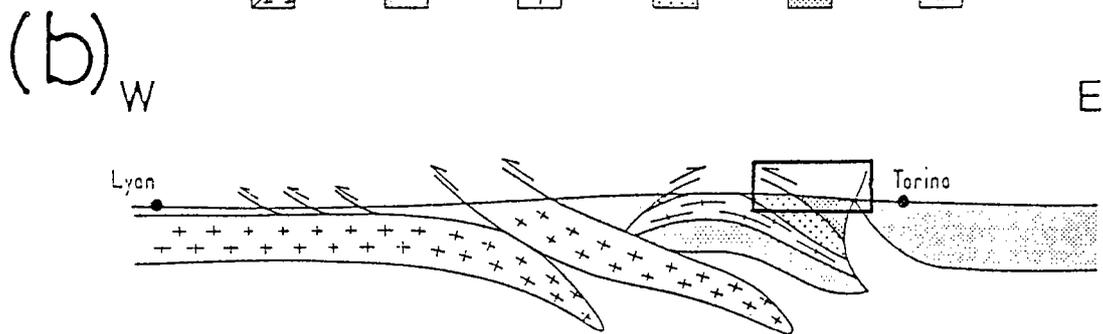


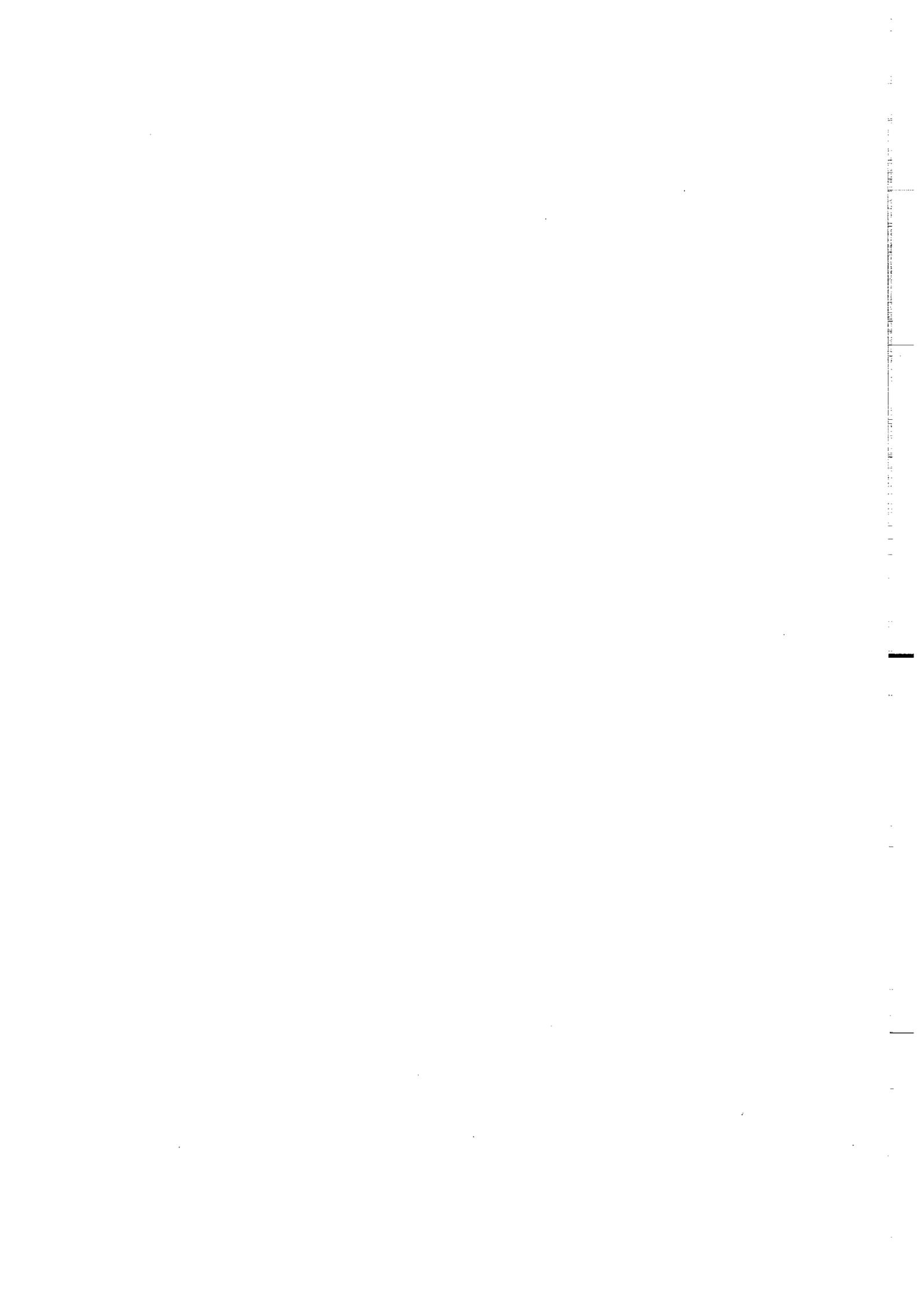
Fig.0.1. (a) Carte simplifiée des Alpes occidentales. (b) Coupe simplifiée des Alpes occidentales.

Dans la deuxième partie, l'évolution métamorphique des trois unités majeurs de la zone Sesia-Lanzo (chemin P,T,t) est décrite. Les trois unités formant la zone Sesia-Lanzo sont caractérisées par des évolutions P-T différentes.

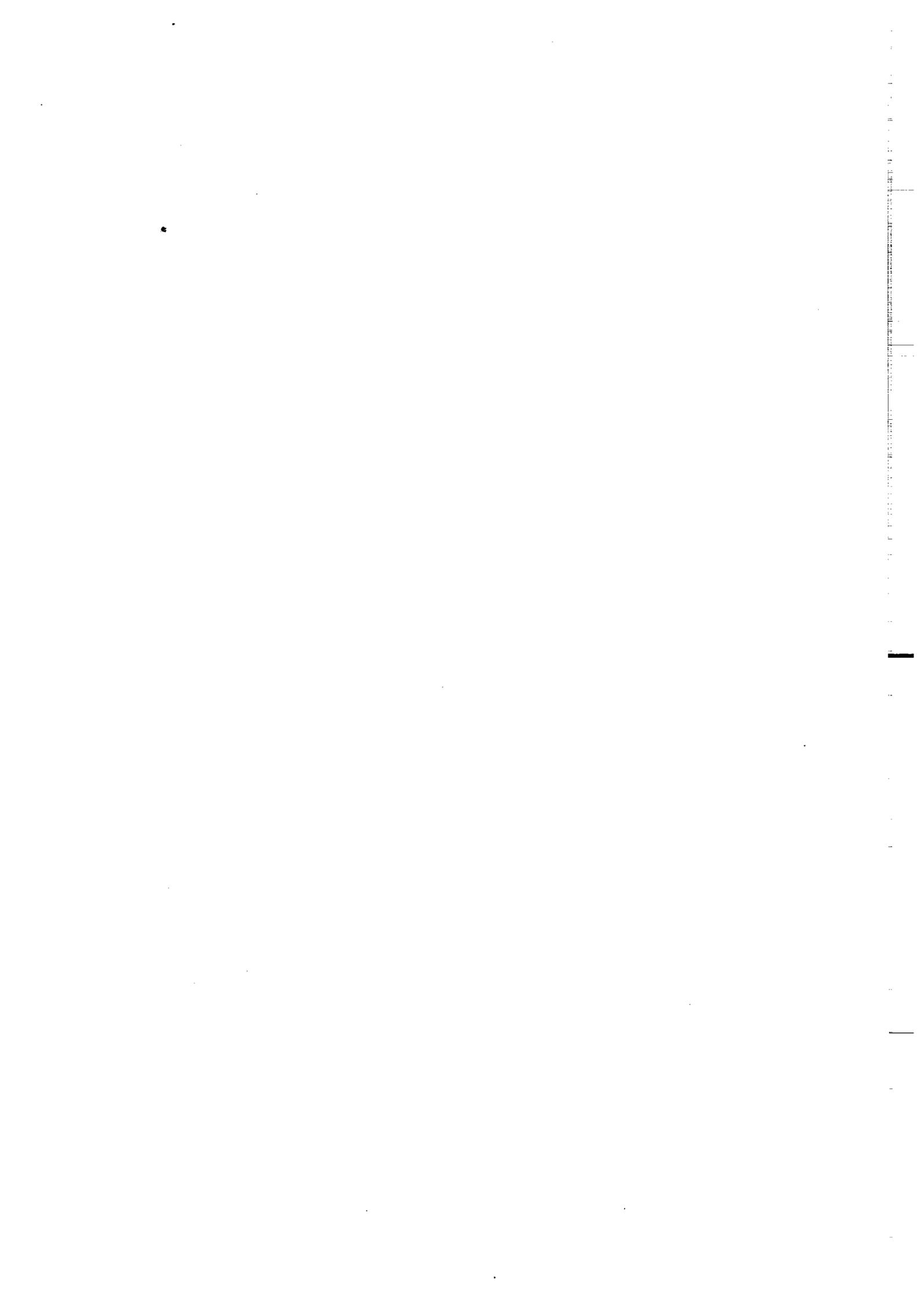
Dans la troisième partie, les déformations observables dans la zone Sesia-Lanzo sont analysées. Deux déformations alpines majeures sont identifiées. La première, en conditions éclogitiques est particulièrement développée dans l'unité la plus interne de la zone Sesia-Lanzo. La deuxième se déroule dans les conditions du faciès schiste vert et est intense dans l'unité la plus externe de la zone Sesia-Lanzo.

La quatrième partie s'intéresse à l'histoire des superpositions dans la zone Sesia-Lanzo et le Val d'Aoste. Deux épisodes majeurs sont distingués. Ces deux épisodes correspondent aux deux déformations majeures précédemment identifiées.

Enfin, dans la cinquième partie, l'ensemble des données est discuté. Un schéma d'évolution structurale est proposé pour les Alpes occidentales. La cinématique de la collision au cours de l'événement éoalpin est discutée.



**CHAPITRE I:
DEFINITION DES UNITES**



DEFINITION DES UNITES

I INTRODUCTION

Dans les Alpes occidentales, la collision alpine a superposé (du bas vers le haut) les unités européennes, océaniques et africaines (ou plus exactement apuliennes) (Dal Piaz et al., 1972; Fig.0.1). Ce chapitre est une présentation de ces unités. On s'attachera particulièrement à la description des unités apuliennes, notamment la zone Sesia-Lanzo.

II LES UNITES EUROPEENNES

Les unités de socle européen les plus externes de l'arc sont les unités **dauphinoises** (Fig.0.1). Le socle antéalpin des unités dauphinoises constitue les "massifs cristallins externes". Ce sont, du Nord au Sud, les massifs de l'Aar et du Gothard, du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, de Belledune, du Pelvoux, et de l'Argentera.

Ces unités sont chevauchées par des unités **briançonnaises**. Dans le Val d'Aoste, elles sont représentées par la nappe du Grand Saint Bernard (Fig.1.1). La partie interne de cette unité a subi un métamorphisme alpin en faciès schiste bleu. Elle est retrocharriée sur les unités piémontaises, qui sont les unités européennes les plus internes (Fig.1.1, 1.2), et les unités océaniques.

Les unités **piémontaises** sont constituées des "massifs cristallins internes", c'est à dire des massifs du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora Maira. Comme les unités briançonnaises, les "massifs cristallins internes" sont composés d'un socle antéalpin polymétamorphique sur lequel reposent une couverture sédimentaire mésozoïque. Les "massifs cristallins internes" ont subi un métamorphisme en conditions éclogitiques lors de l'événement éoalpin (100-110 M.a.). Ils chevauchent les unités briançonnaises qui apparaissent parfois en fenêtre (Ballèvre, 1986). Les unités briançonnaises, piémontaises et océaniques définissent, dans les Alpes occidentales, le domaine pennique.

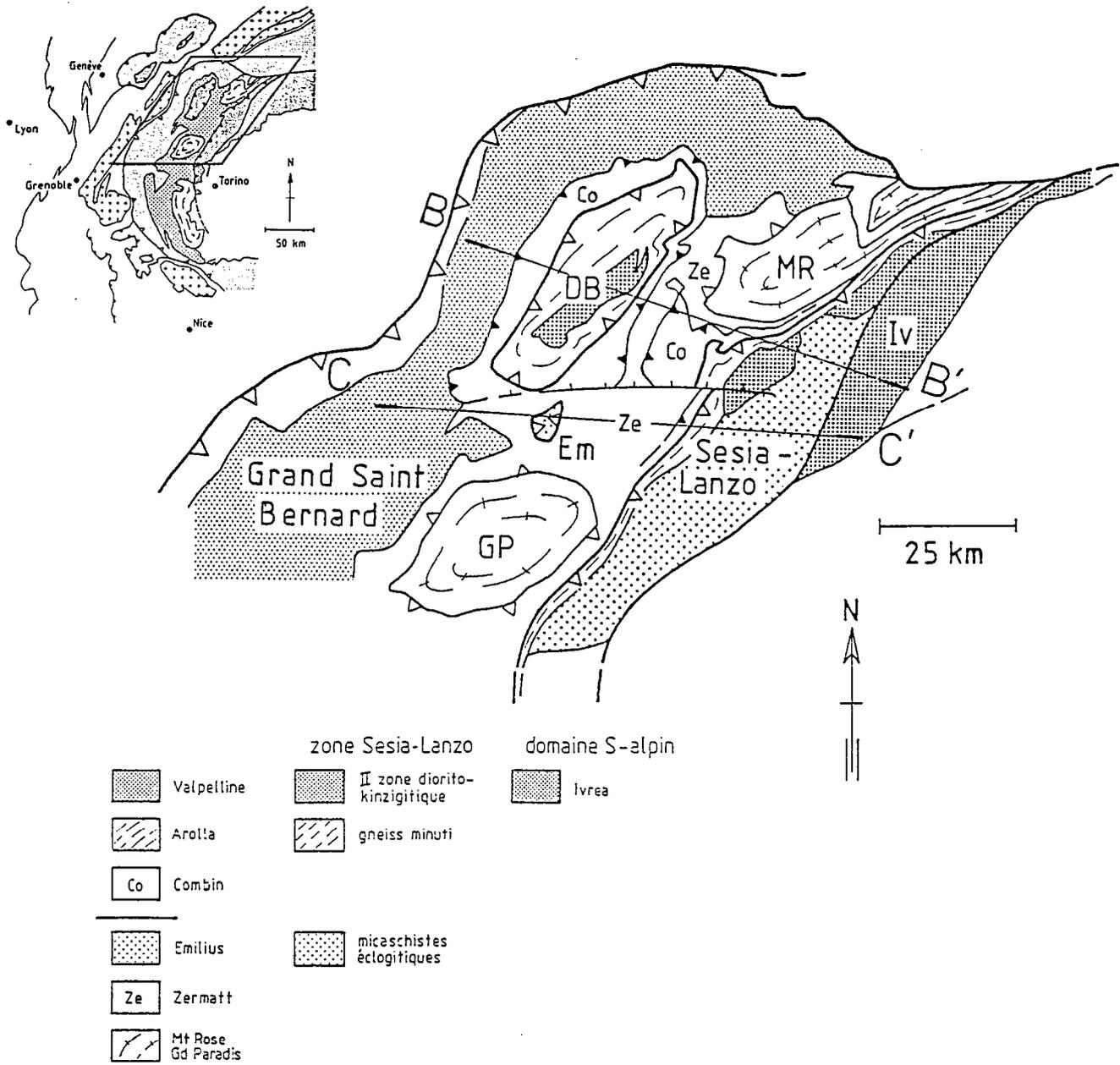


Fig.1.1. Schéma structural simplifié de la partie interne des Alpes occidentales. BB' et CC': localisation des coupes b et c de la figure .1.2.

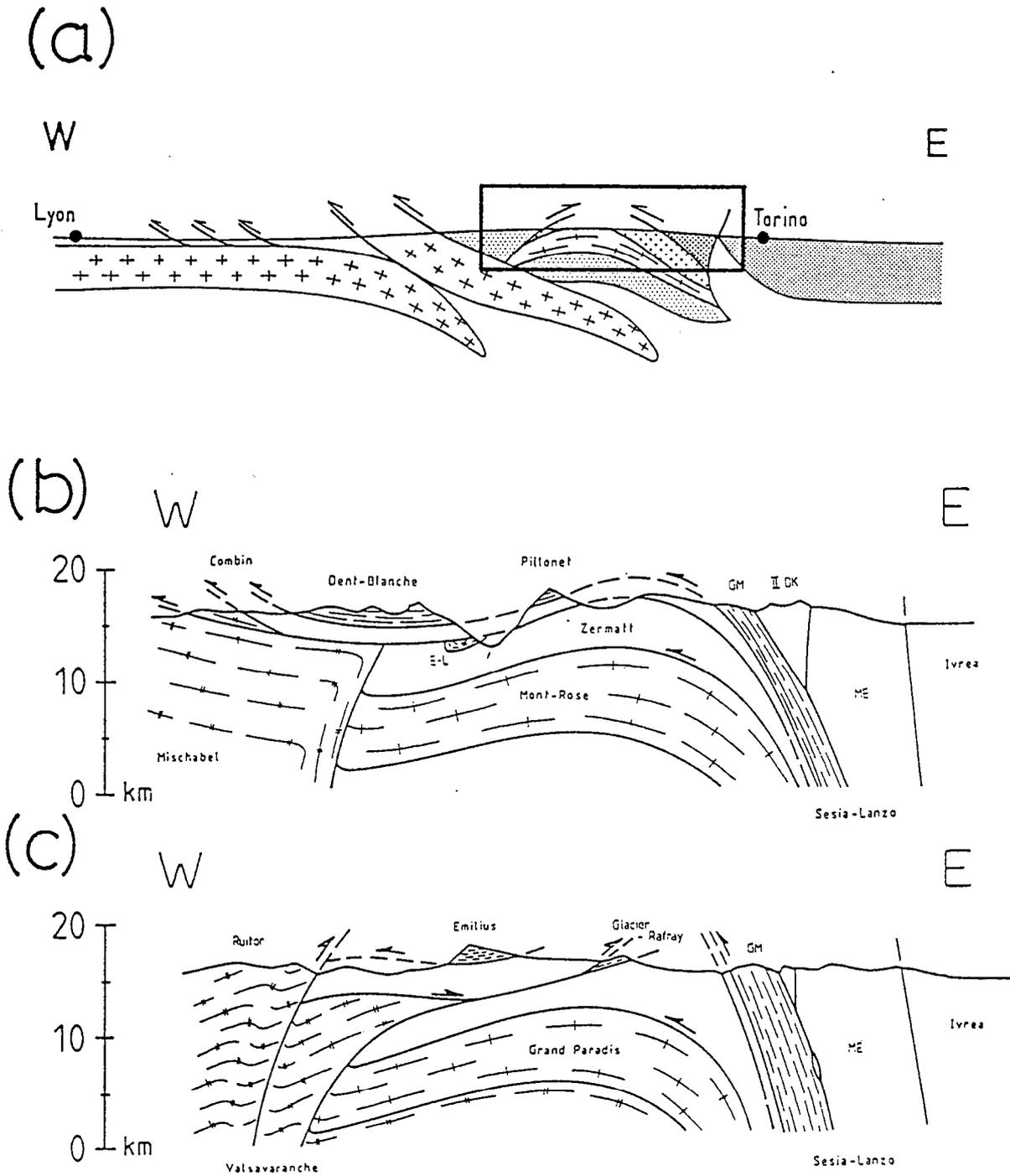


Fig.12. Coupes E-W de la partie interne des Alpes occidentales; (b) Au nord du Val d'Aoste; (c) au sud du Val d'Aoste. Localisation des coupes en (a) et en figure 1.1.

III LES UNITES OCEANIQUES

Les unités océaniques sont situées entre les unités européennes les plus internes (unités penniques) et les unités apuliennes (austroalpines) (Fig.0.1b). Plusieurs unités océaniques sont distinguables (Fig.1.1, 1.2):

1. L'unité de Zermatt

Elle est essentiellement composée d'ophiolites et représente la paléo-croûte de l'océan ligure, qui séparait l'Afrique de l'Europe. L'unité de Zermatt chevauche les massifs cristallins internes et est métamorphosée en conditions éclogitiques. Au Sud du Val d'Aoste, elle est chevauchée par la nappe de l'Emilius.

2. L'unité du Combin

Elle est principalement constituée de métasédiments riches en carbonates. Des niveaux de prasinites sont souvent visibles. Même si certaines lithologies ont des caractères océaniques (Kiéna, 1973; Compagnoni et al., 1977; Caby, 1981; Le Goff, 1986), la zone du Combin est une unité dont l'affinité est essentiellement continentale.

L'origine de la zone du Combin est discutée. Parfois considérée comme couverture de la marge européenne (Elter, 1971; Dal Piaz, 1972; Dal Piaz et al., 1973), elle peut également représenter les sédiments mésozoïques de la marge sud-alpine. La constitution lithologique, la position structurale et l'évolution tectonométamorphique plaident pour cette dernière hypothèse (Caby et al, 1978; Caby, 1981; Ballèvre et al., 1986; Le Goff et al., 1986).

La zone du Combin ne contient pas de reliques de métamorphisme éclogitique. Elle est charriée sur l'unité de Zermatt et la nappe de l'Emilius. La zone du Combin est chevauchée par la nappe de la Dent-Blanche au Nord du Val d'Aoste, par la zone Sesia-Lanzo à l'Est (Fig.1.2). A proximité de la zone Sesia-Lanzo, la zone du Combin a une épaisseur faible, toujours inférieure à 1000 mètres. Son épaisseur diminue du Nord au Sud de la zone Sesia-Lanzo, jusqu'à se réduire à quelques lambeaux qui affleurent de façon discontinue le long du contact externe de la zone Sesia-Lanzo. Celle-ci est alors directement en contact avec l'unité ophiolitique de Zermatt (Spalla et al, 1983; Pognante et al., 1987).

3. Le massif de Lanzo

3.1. Lithologie.

Ce massif péridotitique est situé au sud de la zone Sesia-Lanzo (Fig.1.9). Il est essentiellement composé de lherzolite à plagioclase et est serpentinisé en bordure (Nicolas, 1966; Nicolas et al., 1972). On observe en outre quelques dunités et harzburgites (Boudier, 1978). Les péridotites sont intrudées par des filons de gabbros et basaltes (Boudier, 1976).

L'origine des lithologies du massif de Lanzo est discutée. D'abord considéré comme manteau sous-continentale équivalent du corps d'Ivrée (Nicolas, 1973; Boudier, 1976), il a ensuite été attribué à la croûte océanique (Nicolas, 1984; Beccaluva et al., 1984; Bodinier et al., 1986). Des études pétrologiques et géochimiques montrent (i) que les filons gabbroïques et basaltiques possèdent des caractères de N-MORB (Pognante et al., 1985; Bodinier, 1986) (ii) que les lherzolites encaissantes ont des caractères distincts des autres ophiolites alpines et ne sont probablement pas la source appauvrie des filons (Pognante et al., 1985). La lherzolite représente plus probablement une section d'une lithosphère initialement continentale ayant subi un amincissement lors de l'ouverture de l'océan et étant alors intrudée par des filons de basaltes à caractères océaniques.

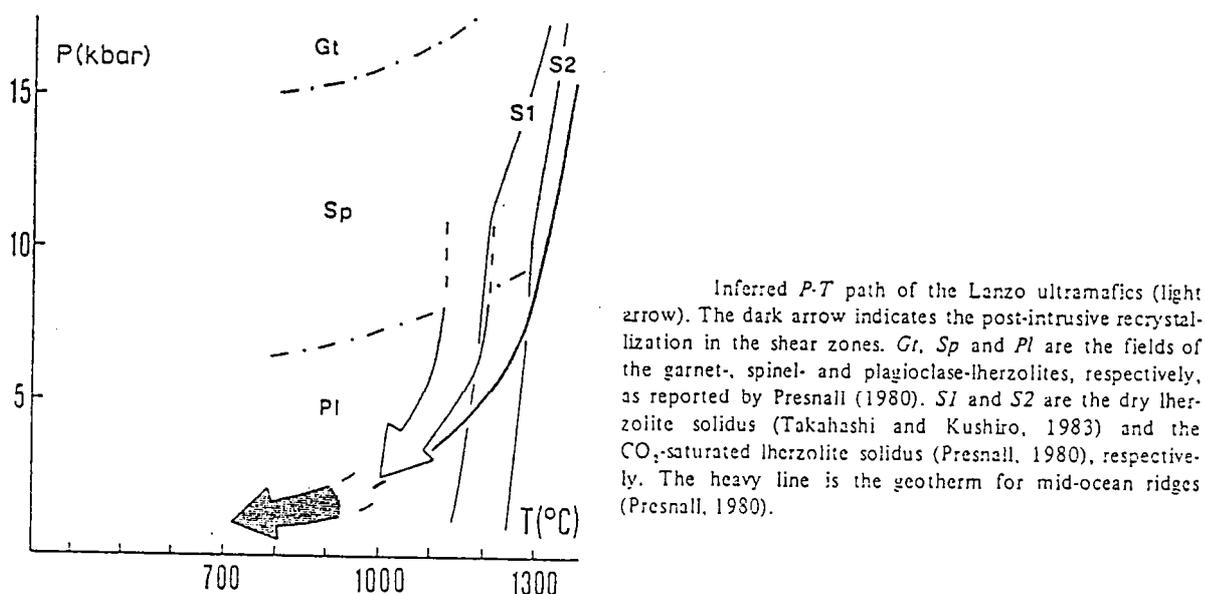


Fig.1.3. Evolution antéalpine du massif de Lanzo d'après Pognante et al. (1985).

Les lherzolites de Lanzo sont différentes des lherzolites de Balmuccia et de Baldissero qui sont des lherzolites à spinelle, ayant donc cristallisées à des pressions plus fortes (Shervais, 1979).

3.2. Evolution métamorphique

- L'évolution antéalpine est caractérisée par une remontée vers la surface (décompression) et un refroidissement au cours duquel le massif de Lanzo est intrudé par des filons (Fig.1.3). Le massif de Lanzo est alors proche de la surface sinon en surface.

- L'évolution métamorphique alpine est marquée dans cette unité par une croissance de rares assemblages éclogitiques (Compagnoni et Sandrone, 1979; Kienast, 1983; Sandrone et al., 1984; Carpena et al., 1986), qui résultent d'un enfouissement lors des stades initiaux de la convergence.

3.3. Position structurale du Massif de Lanzo

La position structurale du massif de Lanzo dans l'édifice alpin est un sujet discuté. L'étude du contact entre le Massif de Lanzo et la zone Sesia-Lanzo a donné lieu à des interprétations différentes. Pour certains, le massif de Lanzo chevauche la zone Sesia-Lanzo (Wozniak, 1979, Mattauer et al., 1987). Pour d'autres, la zone Sesia-Lanzo repose sur le massif de Lanzo (Spalla et al., 1983). Ces derniers montrent que les relations entre les deux unités sont complexes, quatre phases de déformation étant identifiables dans cette région. Spalla et al (1983) et Mattauer et al (1987) s'accordent sur un âge précoce pour ce contact, celui-ci étant scellé par des mylonites de HP/BT (Mattauer et al., 1987).

IV LES UNITES APULIENNES

Deux type d'unités sont distinguées parmi les unités du domaine apulien: (1) les unités austroalpines, qui participent à l'épaississement alpin et (2) les unités sud-alpines, qui ne sont pas impliquées dans l'épaississement. Ces unités sont séparées par la ligne insubrienne (Boriani et Sacchi, 1974). Les unités austroalpines comprennent la "nappe de la Dent-Blanche" (s.l.) et la zone Sesia-Lanzo (Fig.1.1). Les unités sudalpines les plus occidentales sont la zone d'Ivrée et la zone Strona-Ceneri (Fig.1.9).

1. Les unités austroalpines (Fig.1.1)

1.1. La "nappe de la Dent Blanche" s.l.

Sous ce terme sont classiquement regroupées les diverses "klippes" austroalpines du Val d'Aoste (Fig.1.1 et 1.2). Deux nappes sont en fait présentes (Ballèvre et al., 1986):

La nappe de l'Emilius chevauche l'unité océanique de Zermatt. Elle est constituée des "klippes" de l'Emilius, du Glacier-Raffray, de la Torre Ponton au sud du Val d'Aoste, des écailles d'Etrol-Levaz au Nord de cette vallée. Elle est métamorphisée en condition éclogitique lors de l'événement éoalpin (Dal Piaz et al., 1983). La constitution lithologique et l'évolution métamorphique font de la nappe de l'Emilius une unité comparable aux "micaschistes éclogitiques" de la zone Sesia-Lanzo (Tab.1.1).

"Nappe de la Dent-Blanche"	Zone Sesia-Lanzo	Unités sud alpines
Valpelline	IDK	IDK (Zone d'Ivrée)
Arolla	Gneiss minuti	
Nappe de l'Emilius	Micaschistes éclogitiques	

Tab.1.1. Les équivalences entre unités apuliennes dans les Alpes occidentales.

La nappe de la Dent Blanche chevauche l'unité du Combin et comprend la klippe de la Dent Blanche-Mont Mary et la klippe du Pillonet (Fig.1.1, 1.2). Elle est constituée des unités d'Arolla et de Valpelline.

- L'unité d'Arolla est située à la base de la nappe de la Dent Blanche et est principalement constituée de métagranitoïdes. Des métagabbros (Dal Piaz et al., 1977) ainsi que des éléments de couverture sédimentaire mésozoïque (Zone de Roisan) sont également rattachés à cette unité. Par sa constitution lithologique et sa situation structurale, l'unité d'Arolla est comparable aux "gneiss minuti" de la zone Sesia-Lanzo (Tab.1).

- L'unité de Valpelline occupe le sommet de la nappe de la Dent Blanche. L'unité de Valpelline est constituée d'un socle faiblement déformé et transformé lors de l'orogénèse alpine, socle dont les caractères sont tout à fait semblables à ceux de la "seconde zone diorito-kinzigitique" (IIDK) et de la zone d'Ivrée (IDK) (Tab.1). Les reliques de métamorphisme anté-alpin de haute température y sont donc abondantes et témoignent de conditions P-T de l'ordre de 6 kbar pour 700-800 °C (Nicot, 1977; Dal Piaz et al., 1983).

1.2. La zone Sesia-Lanzo (Fig.1.4, carte et schéma structural hors texte)

Différentes unités sont distinguées dans la zone Sesia-Lanzo. Dans ce chapitre, nous nous intéresserons à leur composition lithologique, c'est à dire à leur position dans la croûte continentale apulienne avant l'orogénèse alpine. Leur évolution métamorphique sera traitée dans le chapitre suivant.

1.2.1. les "gneiss minuti"

Cette unité est située sur la bordure externe de la zone Sesia-Lanzo. D'épaisseur parfois très réduite (< 1000 m), elle a une extension longitudinale remarquable, les autres unités de la zone Sesia-Lanzo n'étant ainsi jamais en contact direct avec les unités océaniques. Les gneiss minuti sont caractérisés par une intense déformation dans les conditions du faciès schiste vert (Lattard, 1974; Comés, 1974).

Au sein des "gneiss minuti" s'observent plusieurs lithologies:

a). Les "gneiss minuti" sont essentiellement constitués de gneiss à grains fins fortement déformés. Des niveaux leucocrates (riches en quartz et albite) et mélanocrates (riches en micas, chlorite, biotite verte et amphibole) parallèles à la foliation sont fréquemment observables. Ces niveaux sont probablement d'anciens filons aplitiques et basiques parallélisés avec la foliation en raison de l'intensité de la déformation. Des reliques magmatiques sont assez fréquentes dans ces roches: le plus souvent elles sont représentées par le feldspath potassique, plus rarement une amphibole (hornblende brune). A ces minéraux, on peut parfois ajouter un plagioclase saussuritisé, l'allanite et une biotite brune décolorée (Compagnoni et al., 1977). Des faciès porphyroïdes et des enclaves basiques sont localement observables.

Une partie importante des lithologies composant les "Gneiss minuti" est donc d'origine orthodérivée.

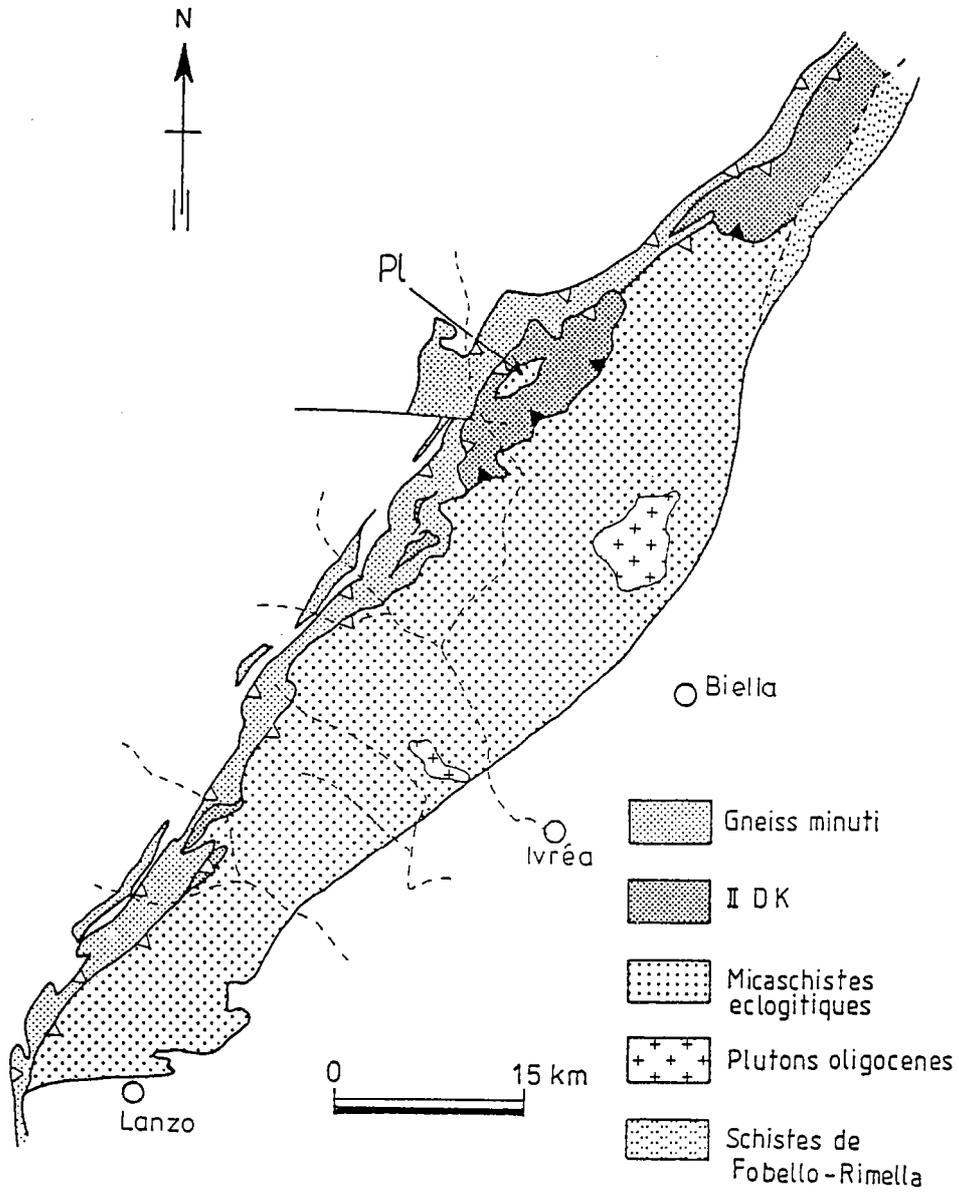


Fig.1.4. Schéma structural simplifié de la zone Sesia-Lanzo. PL: unité de la Punta Plaída.

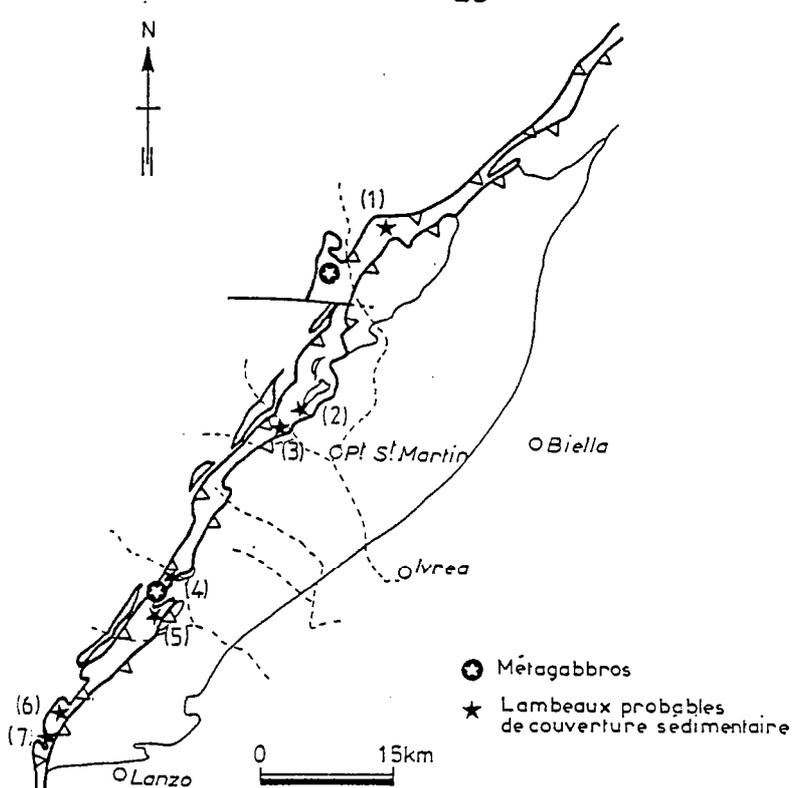


Fig.1.5. Les affleurements de métagabbros et de lambeaux de couverture sédimentaire dans l'unité des "gneiss minuti". (1) Dal Piaz et al. (1971); (2) Passchier et al. (1980); (3) Williams et Compagnoni (1983); (4) Compagnoni et al. (1977b); (5) Pognante et al. (1987); (6) et (7) Zambonini (1922), Gennaro (1925), Spalla et al (1983), Fudral et Deville (1987).

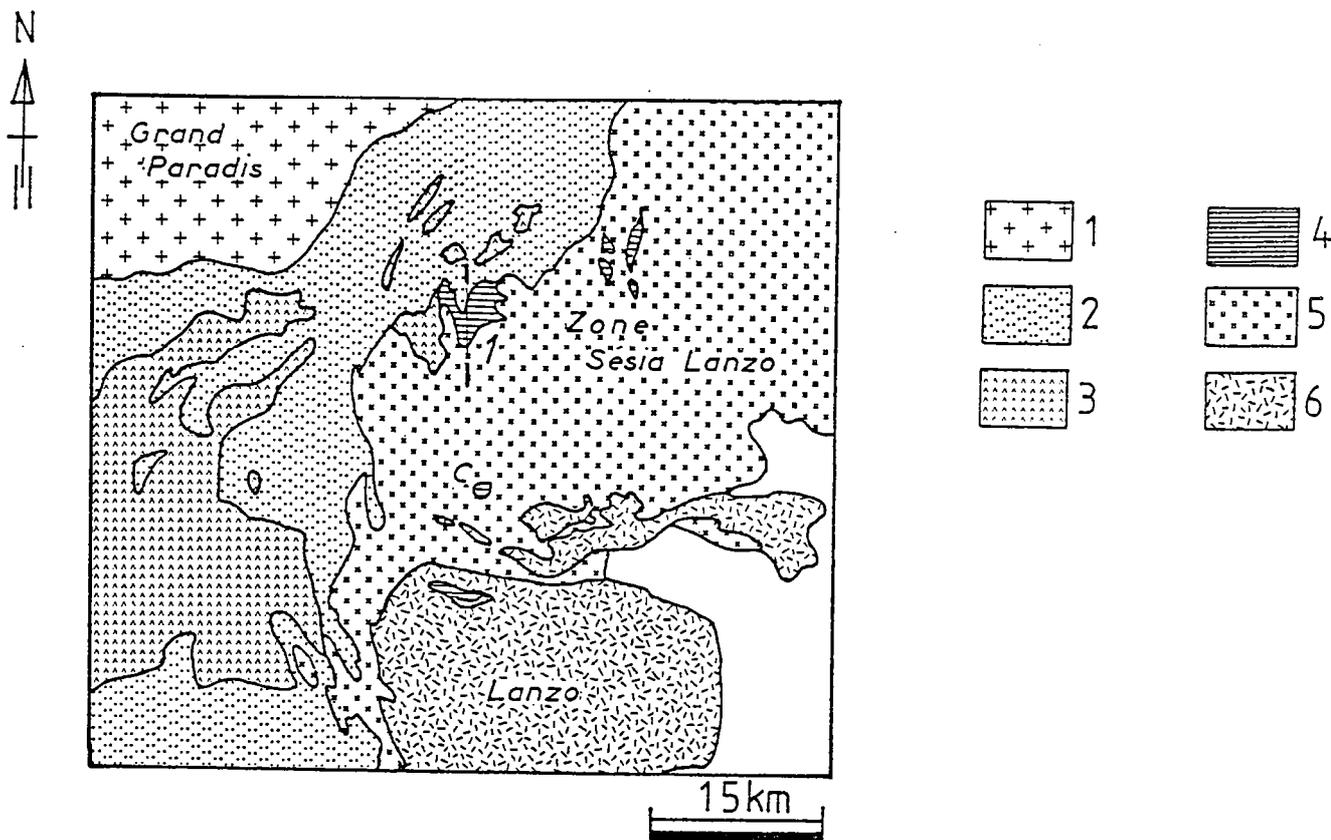


Fig.1.6. Schéma structural simplifié de la région de Lanzo (d'après Fudral et Deville, 1986, modifiée). 1: localisation de la coupe décrite par Fudral et Deville (1986).

1: Massif du Grand Paradis; 2: ophiolites; 3: métasédiments "océaniques"; 4: métasédiments "continentaux"; 5: zone Sesia-Lanzo; 6: Massif de Lanzo.

L'encaissant de ces orthogneiss pourrait être représenté par des lentilles de métakinzigites particulièrement fréquentes dans le Val d'Aoste (Compagnoni et al., 1977) (Fig.1.4, carte et coupes hors texte). Le caractère intrusif des orthogneiss dans les kinzigites n'a cependant jamais pu être démontré, le contact entre ces deux lithologies étant toujours mylonitique.

b). Certaines lithologies observables dans l'unité des "gneiss minuti" sont attribuables à une couverture sédimentaire mésozoïque (Fig.1.5). Ces roches forment des lambeaux au sein des gneiss minuti ou au contact entre les "gneiss minuti" et les autres unités. Elles n'ont jamais été observées à l'intérieur des autres unités de la zone Sesia-Lanzo.

Au contact entre la zone piémontaise et la zone Sesia-Lanzo (Fig.1.6), Fudral et Deville (1986) décrivent des roches qu'ils attribuent à la couverture sédimentaire de la zone Sesia-Lanzo.

- Sur la coupe décrite (Fig.1.6), sont observables des métadolomies jaunes puis des marbres blancs à zones siliceuses et enfin des calcschistes à possibles globotruncanidés. Les deux premiers termes sont liés stratigraphiquement. Ils sont interprétés par Fudral et Deville (1986) comme étant une séquence Trias moyen/sup-Malm. Le contact entre cette série et la zone Sesia-Lanzo est tectonique (Fig 2a de Fudral et Deville, 1986).

La série décrite ne constitue pas nécessairement la couverture de la zone Sesia Lanzo. Elle est plus probablement à rapprocher de la série du Combin dont elle a la position structurale: elle est en contact tectonique au sud-est avec la Zone Sesia-Lanzo (représenté par des gneiss albitiques qui appartiennent sans doute à l'unité des "gneiss minuti") et au nord-ouest avec une unité ophiolitique de type Zermatt Saas-Fee.

c). Les métagabbros (Fig.1.5).

Des métagabbros ont été identifiés dans l'unité des gneiss minuti. Ces roches affleurent au nord de la zone Sesia-Lanzo dans la région du Mont Pinter (Dal Piaz et al., 1977; Compagnoni et al., 1977), où elles sont fortement transformées dans les conditions du faciès schiste vert (Dal Piaz et al., 1977). Les minéraux antéalpines sont la hornblende brune, le clinopyroxène et un plagioclase saussuritisé (Compagnoni et al., 1977). Pognante et al (1987) observent également des métagabbros au sud de la zone Sesia-Lanzo.

Des gabbros dont le contexte structural et la pétrographie sont proches affleurent dans la série d'Arolla (Mt Cervin-Mt Collon-Dent de Berthol: Dal Piaz et al., 1977). Ces gabbros sont interprétés comme les témoins de l'amincissement crustal lors des premiers stades de l'ouverture du bassin océanique (Dal Piaz et al., 1977).

La présence probable d'une couverture mésozoïque ainsi que l'abondance des granitoïdes montrent que l'unité des "gneiss minuti" occupait une position superficielle dans la croûte sud-alpine. En raison de l'intense déformation qui affecte les "gneiss minuti", il est assez délicat de corrélérer celle-ci avec les unités sudalpines. Néanmoins, à l'exception des kinzigites dont l'attribution à l'unité des "gneiss minuti" est incertaine, les lithologies présentes dans les "gneiss minuti" semblent assez proches de celles de la zone Strona-Ceneri et n'offrent par contre pas de ressemblance avec celles composant la zone d'Ivrée.

1.2.2. La seconde zone diorito-kinzigitique (IIDK)

a) Introduction

La IIDK est une unité qui affleure principalement au nord de la Zone Sesia-Lanzo en deux lambeaux distincts (Fig.1.4). Elle est caractérisée par l'exceptionnelle préservation des paragenèses antéalpines de haute température (transition entre les faciès amphibolite et granulite). Ce sont ces affleurements qui serviront de base à la description de cette unité.

De petits affleurements de roches kinzigitiques sont également observables au sein des "gneiss minuti" (Compagnoni et al., 1977; Passchier et al., 1981). Ces affleurements sont particulièrement abondants dans le Val d'Aoste (Fig.1.4, Cf. carte hors texte). Ils se présentent sous forme de lentilles de taille variable (hectométrique à kilométrique) au sein desquelles les reliques antéalpines sont fréquentes. Ils sont toujours assez fortement déformés et transformés, au contraire des roches de la IIDK.

Enfin, au sud de la zone Sesia-Lanzo des affleurements de roches kinzigitiques sont également visibles au contact entre "gneiss minuti" et "micaschistes éclogitiques": il s'agit de l'unité de Vasario-Sparone (Carraro et al., 1970; Minnigh, 1978; Pognante et al., 1987).

La déformation alpine est très faiblement développée et très hétérogène dans la IIDK. Elle est localisée dans d'étroites zones de cisaillement qui semblent préférentiellement développées sur les bordures de cette unité.

b) Lithologie

La IIDK est essentiellement composée de paragneiss, souvent recoupés par des filons de pegmatoïdes. Des niveaux pegmatoïdiques concordants dans la foliation sont également abondants. Les pegmatoïdes pourraient être les produits de fusion partielle des paragneiss (Rubie, 1983).

Les amphibolites sont communes dans la IIDK. Elles forment des niveaux d'épaisseur variable au sein des paragneiss ou des lentilles de dimension parfois importante (Bertolani, 1971; Compagnoni et al., 1977).

Dans le haut Val Artogna affleurent des roches ultrabasiques (harzburgites) (Artini et Melzi, 1900; Dal Piaz et al., 1971; Beccaluva et al., 1978-79).

Des marbres sont fréquemment observables dans la IIDK où ils forment des niveaux d'épaisseur variable. Des minéraux antéalpines (grenat-diopside-phlogopite-amphibole) sont présents dans ces marbres (Compagnoni et al., 1977).

c) Position dans la croûte apulienne

La IIDK est très semblable à l'unité d'Ivrée tant du point de vue de sa constitution lithologique que de son métamorphisme antéalpin (Carraro et al., 1970, Bertolani, 1971). Comme dans la zone d'Ivrée, aucun granitoïde ni aucune couverture sédimentaire n'ont été identifiés dans la IIDK (Lardeaux, 1981; Rubie, 1983). Ces deux unités occupaient probablement une position basale dans la croûte apulienne (Cf. Annexe III).

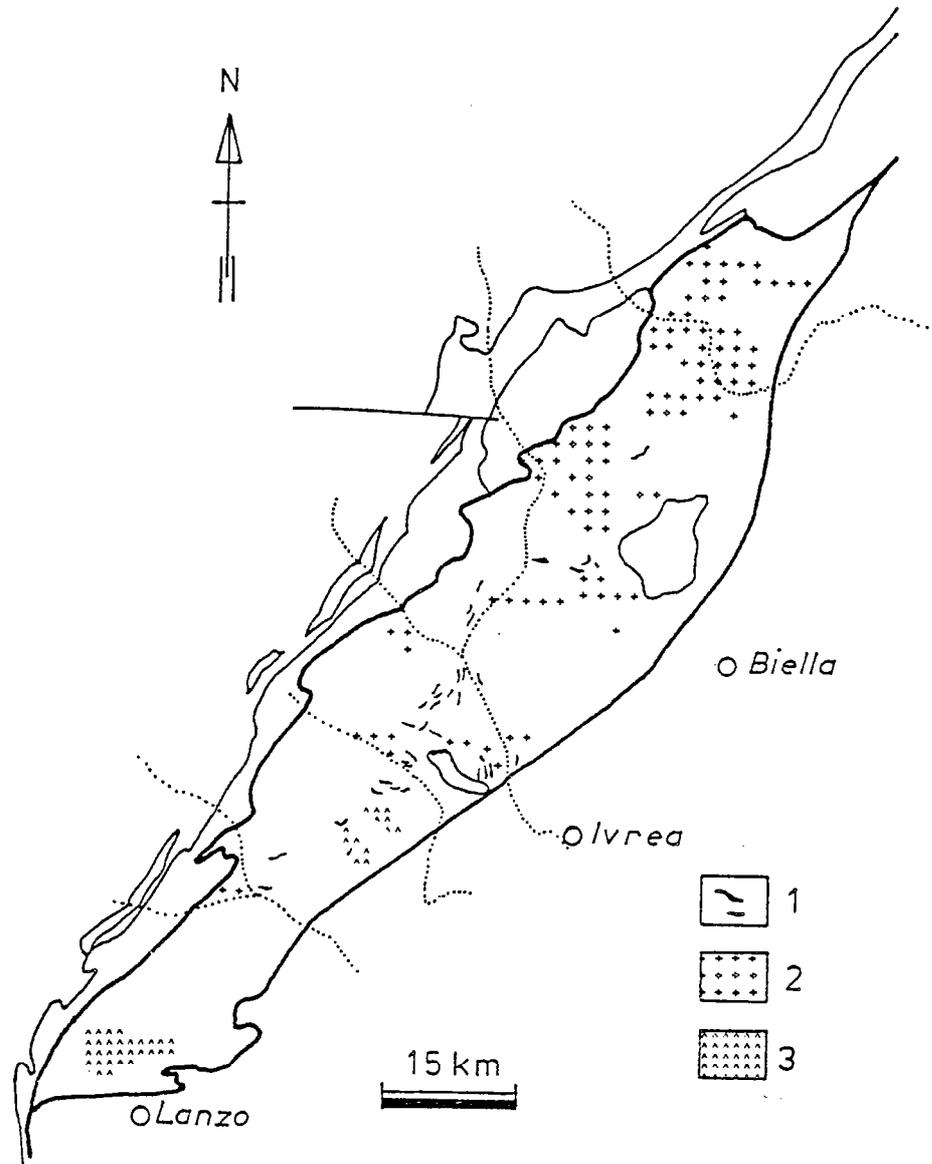


Fig.1.7. Les lithologies dans l'unité des "micaschistes éclogitiques" (d'après Compagnoni et al., 1977b). 1: marbres; 2: métagranitoïdes; 3: métagabbros.

1.2.3. Les micaschistes éclogitiques

Cette unité constitue plus des 3/4 de la zone Sesia-Lanzo où elle occupe une position interne. Elle est caractérisée par l'exceptionnelle préservation du métamorphisme éclogitique qui a transformé toutes les lithologies présentes.

a) Lithologies

Des micaschistes constituent l'essentiel de l'unité des micaschistes éclogitiques. Bien que relativement uniformes, plusieurs types de micaschistes peuvent être distingués (Koons, 1982; Hy, 1984; Koons, 1986) sur la base de leur composition minéralogique. La déformation éclogitique étant hétérogène, il existe au sein des micaschistes des zones faiblement déformées où les transformations alpines sont généralement faibles et où des reliques de métamorphisme antéalpin sont donc observables. Il est ainsi possible de montrer que les micaschistes dérivent de paragneiss de haut grade ("kinzigites", Dal Piaz et al., 1972; Compagnoni et Mafféo, 1973; Compagnoni et al, 1977b; Compagnoni, 1977; Hy, 1984; cf. 3^{ème} partie).

Des métagranitoïdes sont présents dans l'unité des micaschistes éclogitiques, en particulier au Nord (Fig.1.7). Ils sont représentés par des granodiorites, des tonalites, et plus rarement des granites (Callegari et al, 1976; Compagnoni et al, 1977). Des filons aplitiques ou pegmatitiques apparaissent liés à ces granites. Enfin on notera la présence fréquente d'enclaves sombres microgrenues souvent transformées en éclogites (Dal Piaz et al, 1972).

Le caractère intrusif des granitoïdes dans les métapélites est parfois clairement observable (Dal Piaz et al, 1972; Compagnoni et al, 1977a), des xénolithes de roches encaissantes étant identifiables dans les zones non-déformées (Compagnoni et al, 1977b). Dans la région du Monte Mucrone, des témoins d'un métamorphisme de contact autour des plutons granitiques seraient observables (Dal Piaz et al, 1972; Compagnoni et al, 1977b).

Les granitoïdes de l'unité des "micaschistes éclogitiques ont souvent été rapprochés des granitoïdes permians de la zone Strona-Ceneri (e.g. Oberhänsli et al., 1985). Cette hypothèse a été confirmée par les travaux de Paquette (1987), qui propose un âge de cristallisation de 287^{+3}_{-7} Ma (U/Pb sur zircon), pour le granite du Mt Mucrone.

Plusieurs types de metabasites sont identifiables dans l'unité des micaschistes éclogitiques. Le plus souvent, les metabasites constituent des lentilles d'éclogites et niveaux plus ou moins boudinés au sein des micaschistes. Des reliques antéalpines sont parfois observables par exemple à la Croix Corma, au dessus de Pont Saint Martin (Compagnoni, 1977; Compagnoni et al., 1977b; Williams et Compagnoni, 1983).

Des métagabbros affleurent au Sud de la zone Sesia-Lanzo (Fig.1.7) (région de Corio et Monasterio: Novarese, 1894, 1931; Bianchi et al, 1965; Compagnoni, 1977; Spalla et al, 1983 ; région de la Cima di Bossola: Compagnoni et Fiora, 1977). Un petit massif composé de roches basiques à ultrabasiques a été identifié près d'Ivozio (Pognante et al, 1980).

Les marbres de l'unité des "micaschistes éclogitiques"(Fig.1.7), souvent impurs, forment des niveaux d'épaisseur variable, généralement décimétriques, intercalés au sein des micaschistes. Là encore, des reliques de métamorphisme antéalpin y ont été signalés (Compagnoni et al, 1977).

b) Position dans la croûte apulienne

Les diverses lithologies antéalpines des "micaschistes éclogitiques" ont une ressemblance frappante avec les lithologies des unités sudalpines. Ainsi, la majeure partie des roches qui constituent les "micaschistes éclogitiques" dérive d'anciennes kinzigites tout à fait semblables à celles observables dans la IIDK ou la zone d'Ivrée. Ces lithologies n'ont par contre que très peu de points communs avec les unités européennes telles que le Grand Paradis, comme cela à été parfois suggéré (Michel, 1958; Aubouin et al., 1977; Fudral et Deville, 1986).

La plupart des lithologies des "micaschistes éclogitiques" ont un équivalent dans la zone d'Ivrée, et plus exactement dans la partie orientale de cette unité. Les roches basiques et ultrabasiques qui constituent la partie occidentale de la zone d'Ivrée et représentent la base de celle-ci, sont en assez faible proportion dans les "micaschistes éclogitiques", tout comme dans la partie orientale de la zone d'Ivrée. Néanmoins contrairement à cette unité, les "micaschistes éclogitiques" contiennent de nombreux granitoïdes qui peuvent être rapprochés des plutons d'âge permien développés à la bordure ouest de la zone Strona-Ceneri. Les autres lithologies des "micaschistes éclogitiques" n'ont pas d'équivalence nette dans la zone Strona-Ceneri. Enfin, aucune couverture sédimentaire ni épanchement volcanique Permien ne sont observables dans les "micaschistes éclogitiques", contrairement à la zone Strona-Ceneri.

L'unité des "micaschistes éclogitiques" occupait donc une position intermédiaire dans l'espace horizontale dans la croûte apulienne.

1.2.4. L'unité de la Punta Plaida

Au nord de la zone Sesia-Lanzo, au coeur de la IIDK, affleure une unité semblable à l'unité des micaschistes éclogitiques (Gosso, 1977; Lardeaux et al., 1982): c'est l'unité de la Punta Plaida (Fig.1.4). Cette unité est située structurellement au dessus de la IIDK (Gosso, 1977, Lardeaux et al., 1982). Elle est formée de métagranites, de micaschistes, de marbres et d'éclogites. Bien qu'assez rares, des volumes faiblement déformés préservant des paragenèses amphibolitiques de haut grade (kinzigites, amphibolites) sont observables (Lardeaux, 1981). Les conditions P-T de ce métamorphisme antéalpin sont de l'ordre de 8-10 kbar pour 700-800 °C (Lardeaux, 1981) et sont donc semblables à celles observées dans la IIDK et les "micaschistes éclogitiques".

L'unité de la Punta Plaida a subi sensiblement la même évolution dans l'espace P-T que l'unité des "micaschistes éclogitiques": le métamorphisme éclogitique situé aux environs de 15 kbar - 550 °C est suivi d'une rétro-morphose dans les conditions du faciès schiste vert (Lardeaux et al., 1982). Celle-ci est assez fortement développée dans cette unité et est accompagnée d'une déformation souvent intense, notamment près du contact nord-est de l'unité de la Punta Plaida.

Plusieurs hypothèses sur la position structurale de l'unité de la Punta Plaida peuvent être proposées:

- Pour Lardeaux et al. (1983), la structure de cette région est le résultat de trois phases de plissement (cf.chapitre IV). On comprend mal comment la IIDK apparait si peu déformée sur le terrain, alors que les trois phases plicatives proposées impliquent une forte déformation interne des roches.

- L'unité de la Punta Plaida pourrait représenter une écaille de "micaschistes éclogitiques" tectoniquement imbriqués au sein de la IIDK.

- L'unité de la Punta Plaida pourrait être une zone fortement déformée de la IIDK. Cette unité comporte en effet des zones de cisaillement éclogitiques et rétomorphiques, où les transformations alpines sont fortes. L'unité de la Punta Plaida peut représenter une zone particulièrement déformée et donc transformée de la IIDK. Si tel est le cas, des granitoïdes seraient initialement présents dans la IIDK.

1.2.5. Le magmatisme Oligocène

Des témoins d'un magmatisme Oligocène sont connus en zone Sesia-Lanzo. Ces témoins comprennent des plutons granitiques, des filons andésitiques et des volcanoclastites.

Deux plutons affleurent dans la partie interne des micaschistes éclogitiques (Fig.1.8), l'un aux NW de Biella, l'autre proche de Traversella. L'intrusion de Biella est composée d'un granite porphyrique au coeur et de syénite et monzonite à la périphérie (Fiorentini et Potenza, 1959). Le pluton de Traversella comprend des diorites et monzonites (Novarèse, 1943).

La mise en place de ces plutons provoque le développement d'auréoles de métamorphisme de contact dans les roches encaissantes.

L'intrusion de Biella s'est mise en place à une profondeur qui n'excédait pas 7 km (Wirth, 1985). Au contact entre le pluton et son encaissant les températures maximales atteintes sont de l'ordre de 660-690 °C (Wirth, 1985, 1986).

Le pluton de Biella a été daté à 31+1 Ma, celui de Traversella à 30+1 Ma par Krummenacher et Evernden (1960).

De nombreux filons sont présents dans l'ensemble de la zone Sesia-Lanzo mais sont plus nombreux à proximité des plutons de Biella et de Traversella (Compagnoni et al, 1977). Ces filons sont des andésites, des trachyandésites et des lamprophyres.

Un âge oligocène est généralement admis pour la mise en place de l'ensemble de ces filons (Dal Piaz et Venturelli, 1983). Certains de ces filons ont été datés de l'oligocène (Dal Piaz et al, 1971). Ils semblent toujours postérieurs aux déformations ductiles alpines (Gosso et al., 1979).

Sur la bordure interne de la zone Sesia-Lanzo affleurent des roches volcano-sédimentaires reconnues au début du siècle par Gastaldi (1871) (Fig.1.8). Cette couverture est composée de laves trachyandésitiques et de tuffites et contient des fragments de micaschistes éclogitiques (Franchi, 1901, 1905; Novarèse, 1929). Cette couverture volcano-sédimentaire est, comme les plutons et les filons, rapportée à l'Oligocène sur la base de données géochronologiques et paléobotaniques (Dal Piaz et al, 1972, 1973; Ahrendt, 1972; Dal Piaz et al, 1973; Scheuring et al., 1974; Hunziker, 1974).

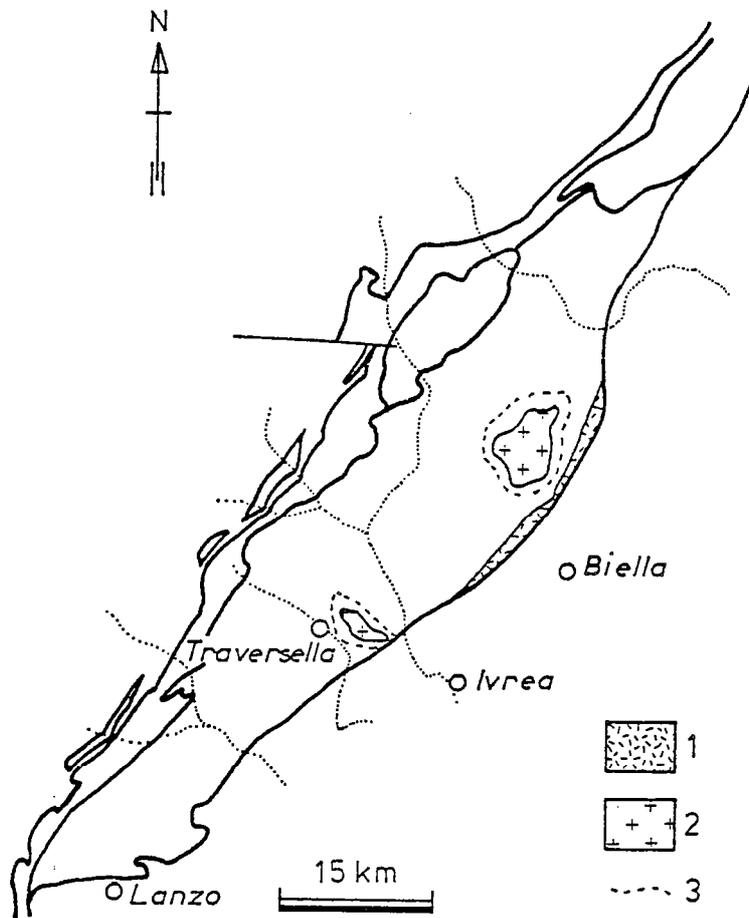


Fig.1.8. Le magmatisme oligocène dans la zone Sesia-Lanzo. 1: couverture volcanosédimentaire; 2: pluton; 3: auréole de métamorphisme de contact autour des plutons.

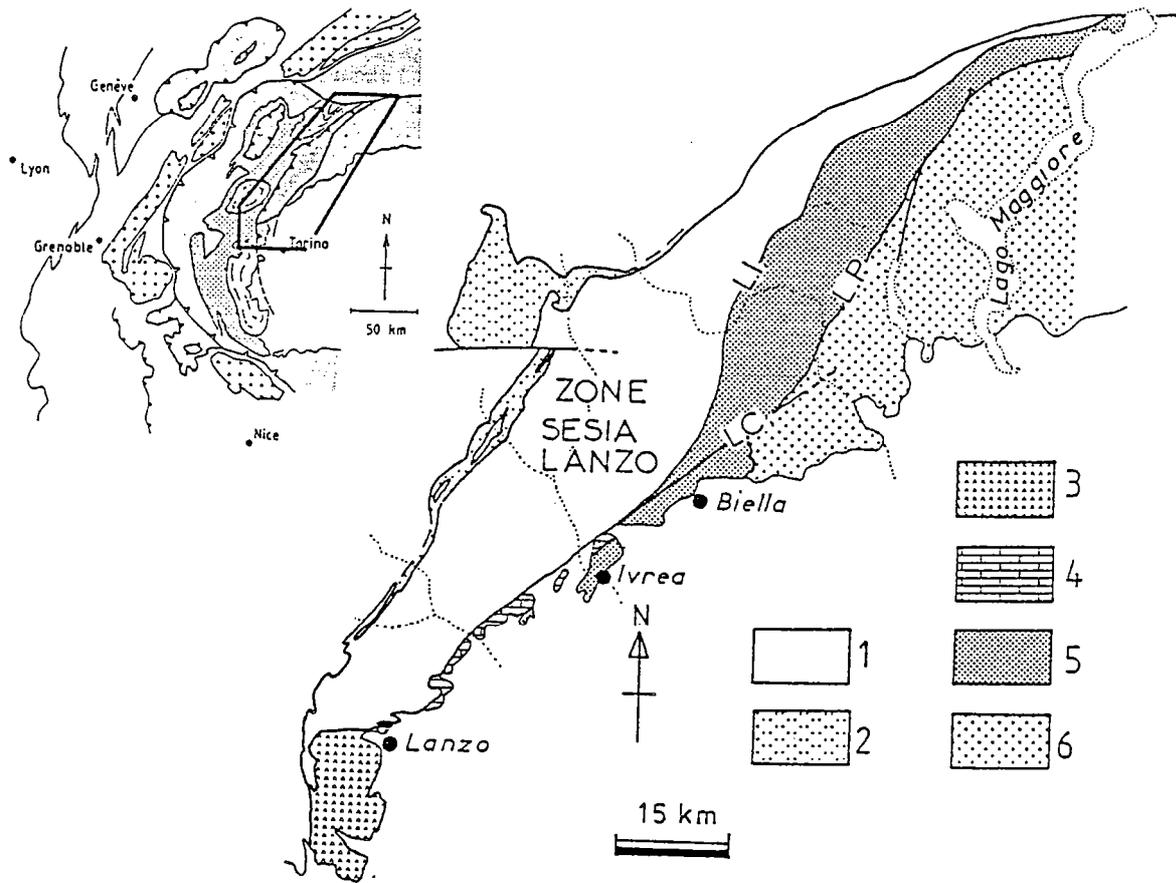


Fig.19. Les unités bordant la zone Sesia-Lanzo. 1: zone Sesia-Lanzo; 2: Zone du Combin; 3: massif de Lanzo; 4: zone du Canavese; 5: zone d'Ivrée; 6: zone Strona-Ceneri.

1.2.6. Les schistes de Fobello-Rimella

Ce terme désigne des roches fortement déformées qui affleurent sur la bordure interne de la zone Sesia-Lanzo, le long de la ligne du Canavese, entre les vals Strona et Sesia (Gerlach, 1869). L'origine de ces roches a été discutée (Artini et Melzi, 1900; Franchi, 1905, Novarèse, 1929; Reinhardt, 1966). Elles ne définissent pas une unité, mais représentent probablement des faciès mylonitiques de l'unité des micaschistes éclogitiques et de la IIDK (Baggio, 1966; Poroda, 1967; Bertolani, 1971; Zingg et al., 1976).

1.2.7. Conclusion

La zone Sesia-Lanzo est formée de trois unités majeures qui sont les "gneiss minuti", la IIDK et les "micaschistes éclogitiques".

- Les "gneiss minuti" sont principalement composés d'orthogneiss antéalpines et semblent posséder une couverture sédimentaire mésozoïque. Ils représentent donc des niveaux relativement superficiels de la croûte, et pourraient être l'équivalent (granitoïdes permien et couverture sédimentaire mésozoïque) de la zone Strona-Cénéri.

- La IIDK est composée de roches dont les assemblages minéralogiques antéalpines sont remarquablement bien préservés. Les lithologies présentes et les conditions P-T du métamorphisme antéalpin dans cette unité sont identiques à celles de la zone d'Ivrée. Ces deux unités occupaient probablement la base de la croûte apulienne antérieurement à l'orogénèse alpine.

- Les lithologies antéalpines identifiées dans les "micaschistes éclogitiques" montrent que cette unité a subi, comme la zone d'Ivrée, un métamorphisme antéalpin à la limite des faciès amphibolite et granulite. Elle se distingue toutefois de cette dernière par l'absence presque totale d'ultrabasites et par l'abondance de métagranitoïdes. L'unité des "micaschistes éclogitiques" avait sans doute une position intermédiaire dans la croûte sudalpine avant l'orogénèse alpine.

2. Les unités sud-alpines

Deux unités sud-alpines sont distinguées à proximité de la zone Sesia-Lanzo (Fig.1.9). La plus occidentale est la zone d'Ivrée qui représente classiquement la base de la croûte sud-alpine (Zingg, 1983, avec références). L'unité orientale est la zone Strona Ceneri qui représente les niveaux supérieurs de la croûte sud alpine.

Bien que fortement déformée lors de l'orogénèse alpine, la zone du Canavese sera également décrite ici, en raison de ses affinités lithologiques avec les unités sud-alpines et de son faible degré de métamorphisme.

2.1. La zone du Canavese (Fig.1.9)

La zone du Canavese (Argand, 1909) correspond à une zone tectonisée de façon fragile (Comés, 1975) située sur la bordure interne de la zone Sesia-Lanzo. La définition des limites de cette unité n'est pas toujours claire notamment au Nord de Biella (Staub, 1924, Novarèse, 1929, Zingg et al., 1976), le Canavese au sens strict étant restreint au sud d'Ivrée (Elter et al., 1966). C'est cette définition que nous adopterons pour la zone du Canavese.

Dans cette unité sont identifiés:

- Un socle constitué principalement de granitoïdes analogues aux granitoïdes permians sudalpins (Baggio, 1965a, 1965b) et accessoirement de "schistes cristallins" (Elter, 1966). Des rhyolites et des tuffites semblables aux volcanites permienne des unités sud-alpines (Baggio, 1965b; Elter, 1966) sont également connus.

- Une couverture sédimentaire qui s'étend du Trias au Crétacé inférieur (Elter, 1966, Ahrend, 1972). Cette couverture a un caractère lombard (Elter, 1966; Ahrendt, 1972; Aubouin et al., 1977), le terme lombard désignant les séries post-triasiques sud-alpines des Alpes bergamasques c'est à dire entre le Lac Majeur et le Lac de Garde (Aubouin, 1963a, 1963b).

Les granitoïdes et leur couverture sédimentaire constituent la quasi-totalité des affleurements. Néanmoins, on attribue également à la zone du Canavèse des ultrabasites qui affleurent au sud de l'unité (région de Levone, Elter, 1966; Aubouin et al., 1977). Ces roches sont en contact tectonique avec les autres lithologies. Leur origine est discutée: océaniques pour certains auteurs (Elter, 1966; Aubouin et al., 1977), elles sont comparables aux roches ultrabasiques de la Zone d'Ivrée pour d'autres (Baggio, 1965). Elle pourraient représenter des fragments de manteau sudalpin localisés le long des failles majeures.

Les lithologies de la zone du Canavèse ont subi un métamorphisme à la limite anchizone-épizone (Zingg et al., 1976).

2.2. La zone d'Ivrée

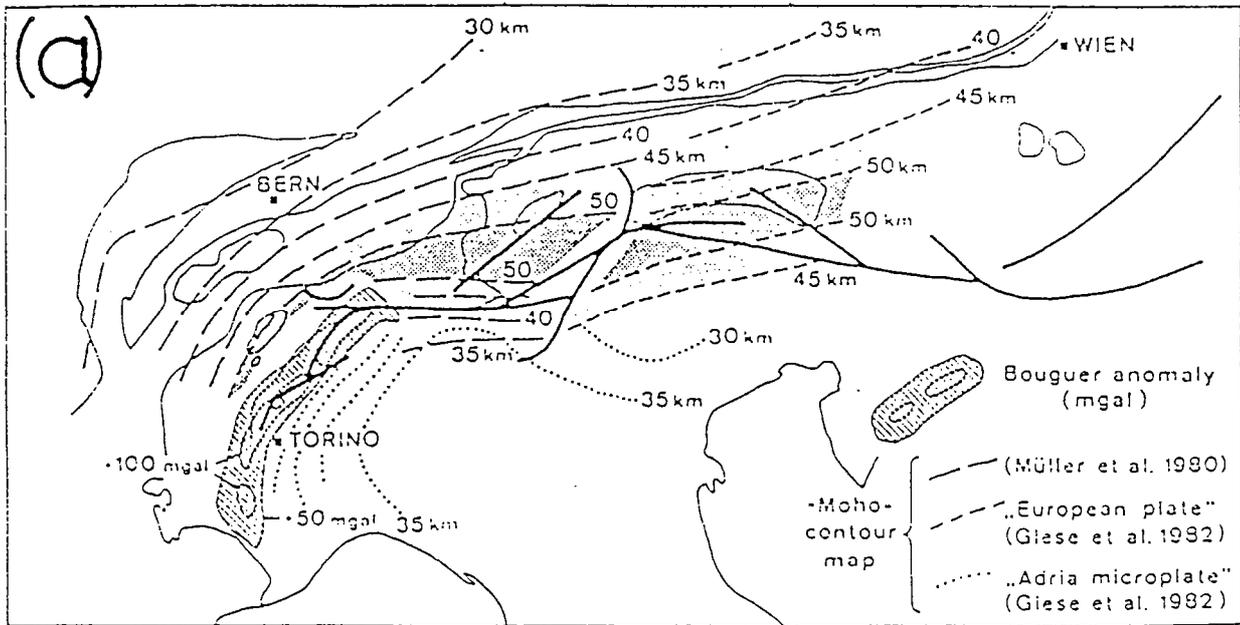
La zone d'Ivrée est une unité de socle continental d'épaisseur relativement faible qui surmonte directement une unité mantellique ("corps d'Ivrée") proche de la surface sous la partie occidentale de la zone d'Ivrée (Fig.1.10) (Giese, 1968; Berkhemer, 1969; Mehnert, 1975; Fountain, 1976).

Elle est essentiellement composée de paragneiss et de metabasites auxquels s'ajoutent des marbres et des massifs d'ultrabasites.

Dans cette unité, une zonation métamorphique et une évolution lithologique sont observables de l'ouest vers l'est (Boriani, 1968; Bertolani, 1968; Mehnert, 1975; Rivalenti et al., 1975; Schmid et Wood, 1976; Hunziker et Zingg, 1980): la partie orientale est amphibolitique alors que la partie occidentale est granulitique.

Les roches les plus orientales sont le plus souvent des métapélites métamorphisées en condition amphibolitique ("kinzigites"). Tout à fait à l'est de cette unité, la muscovite est parfois présente. Celle-ci disparaît rapidement vers l'ouest (Schmid et Wood, 1976). Les filons de pegmatoïde sont abondants dans la partie orientale. Vers l'ouest, la biotite se raréfie alors que le grenat devient abondant dans les métapélites (Schmid et Wood, 1976): on passe ainsi de "kinzigites" à des "stronalites". Enfin, la partie occidentale de la zone d'Ivrée est essentiellement constituée de roches basiques à ultrabasiques.

Dans la partie orientale de la zone d'Ivrée, les conditions P-T du métamorphisme antéalpin peuvent être estimées à environ 700°C-6 kbar. Dans la partie occidentale, elles sont de l'ordre de 780°C-8 kbar (Schmid et Wood, 1976; Hunziker et Zingg, 1980; Sills, 1984). Le métamorphisme antéalpin semble être accompagné par une "dégranitisation" des métapélites (Schmid, 1967; Schmid et Wood, 1976; Schmid, 1978/79), c'est à dire d'un début de fusion des termes les plus acides que traduirait la présence de nombreux filons de pegmatoïdes.



Contour maps of the crust-mantle boundary (after Müller et al. 1980 and Giese et al. 1982) and Bouguer anomalies of the Ivrea geophysical body (after Veccia 1968).

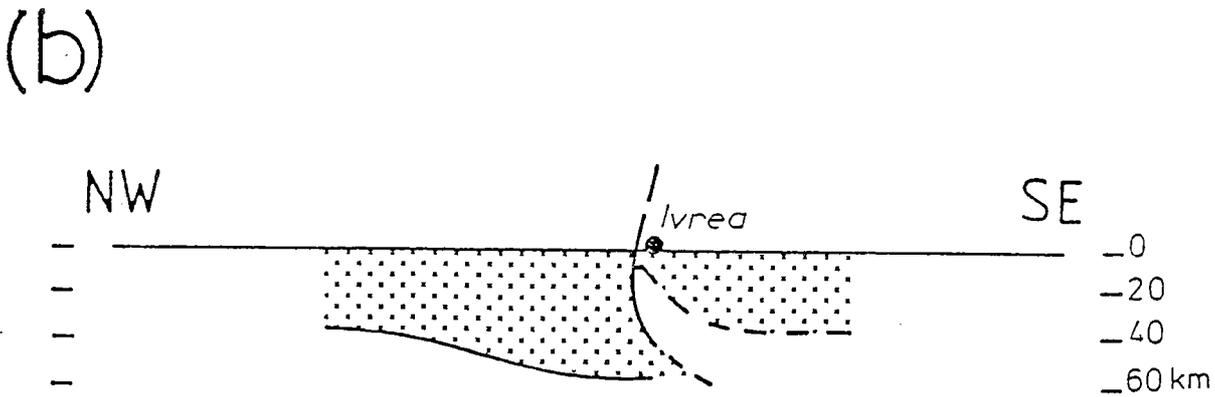


Fig.1.10. L'anomalie d'Ivrée. (a) d'après Schmid et al. (1987) avec références; (b) d'après Giese (1978-79).

2.3. La zone Strona-Ceneri

Ce terme désigne (Schmid, 1968; Zingg, 1983) une unité où sont distinguables un socle et une couverture sédimentaire. Deux sous-unités constituent la zone Strona-Ceneri: l'une formée principalement de gneiss qui affleurent au NW et l'autre constituée essentiellement de schistes, située au S.E. Ces deux unités sont séparées par un niveau de roche basique (Boriani, 1970; Boriani et al., 1977).

Les gneiss de la partie nord de la zone Strona-Ceneri ont généralement des compositions métapsammitiques (Reinhart, 1964; Boriani et al., 1982/83; Zingg, 1983). Le sud de l'unité est principalement constitué de métapélites dans lesquelles des intrusions de composition granitique à tonalitique sont observables (Boriani et al., 1982/83).

Des metabasites sont observables au contact entre les deux sous unités (Boriani et Giobbi Mancini, 1972), ainsi que plus rarement à l'intérieur de celles-ci (Boriani et al, 1982/83). Les roches ultrabasiques sont rares dans la zone Strona-Ceneri.

Des granitoïdes tardihercyniens intrudent cette unité et développent une auréole de métamorphisme de contact (Gallitelli, 1937). Ces granitoïdes se mettent en place à la limite des zones d'Ivrée et de Strona Ceneri (Boriani et Sacchi, 1973; Boriani et al, 1975; Handy, 1986). La composition de ces intrusions est assez variée: bien qu'elles soient le plus souvent granitiques, des tonalites, des diorites, ainsi que des gabbros à olivine sont également observables (Zingg, 1983 avec références). Les granites de Baveno et du Mt Orfano ont été respectivement datés à 276 ± 5 Ma (Rb-Sr sur roche totale, Hunziker et Zingg, 1980) et à 295 ± 5 Ma (U-Pb sur monazite, Köppel, 1974). La mise en place de ces plutons est contemporaine d'émissions volcaniques qui ont été datées à 278 ± 3 Ma (Rb-Sr sur roche totale, Hunziker, 1974). Des xénolites de roches appartenant à la zone d'Ivrée ou à la zone Strona-Ceneri sont parfois visibles (Zingg, 1983; Handy, 1986).

La zone de Strona-Ceneri est métamorphisée en conditions amphibolitiques. Certaines roches ont été interprétées comme des migmatites (Boriani et Giobbi Mancini, 1972). Des conditions P-T de l'ordre de 550-600 °C pour 6 kbar sont proposées par Handy (1986).

2.4. Age du métamorphisme dans les unités sud-alpines (Fig. 1.11)

L'age de ce métamorphisme est controversé, plusieurs hypothèses ayant été proposées. Ces hypothèses sont sensiblement les mêmes dans les unités d'Ivrée et de Strona Ceneri, tous les auteurs s'accordant en effet sur le fait que les zones d'Ivrée et de Strona Ceneri ont suivi, à des niveaux différents de la croûte, la même évolution.

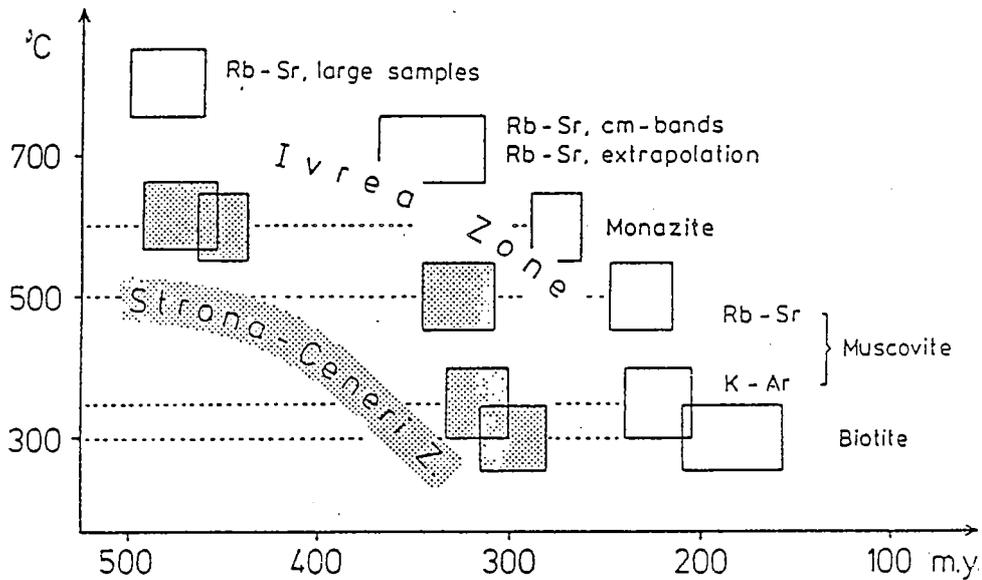


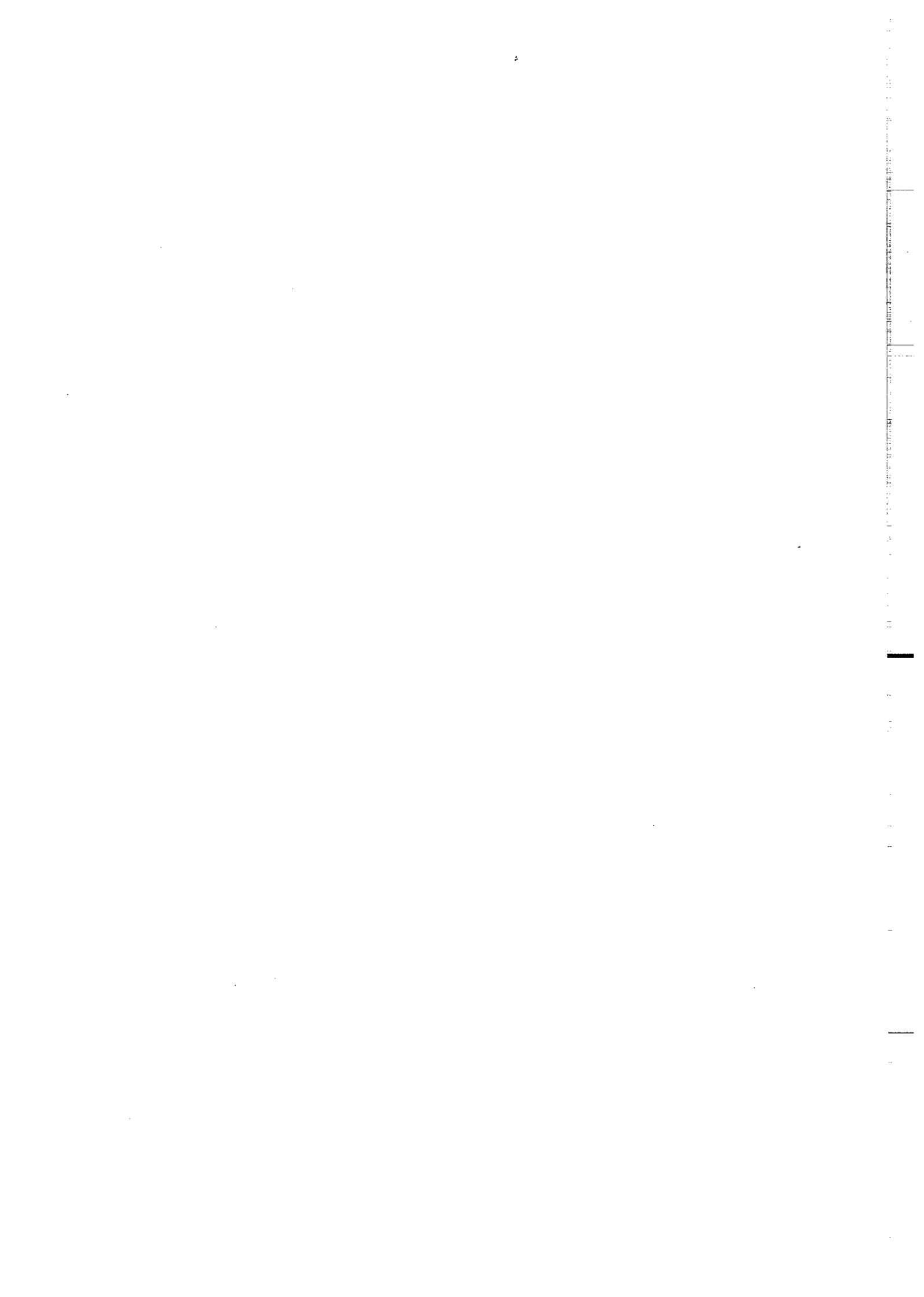
Fig.1.11. Les données géochronologiques dans les unités sud-alpines (d'après Zingg et Hunziker, 1980).

-Pour Hunziker (1974), Köppel (1974), Hunziker et Zingg (1980), le métamorphisme est d'âge ordovicien. La dispersion des âges radiométriques est due au refroidissement lent des unités et à des températures de fermeture différentes selon les systèmes isotopiques utilisés (Fig.1.11).

-Boriani (1982), Boriani et al (1982/83) proposent un âge hercynien, en raison, entre autres, de la présence de nodules à silicates d'alumine autour des filons de pegmatites associés à la mise en place des orthogneiss dans la zone Strona Ceneri. Ces nodules ont été interprétés comme d'anciens chiasolites qui seraient les témoins du métamorphisme de contact accompagnant la mise en place des plutons (Boriani, 1975). Il est néanmoins étonnant de constater que ces nodules ne sont présents qu'au voisinage des filons et sont absents près des plutons, là où le métamorphisme de contact aurait dû être le plus développé (Zingg, 1983).

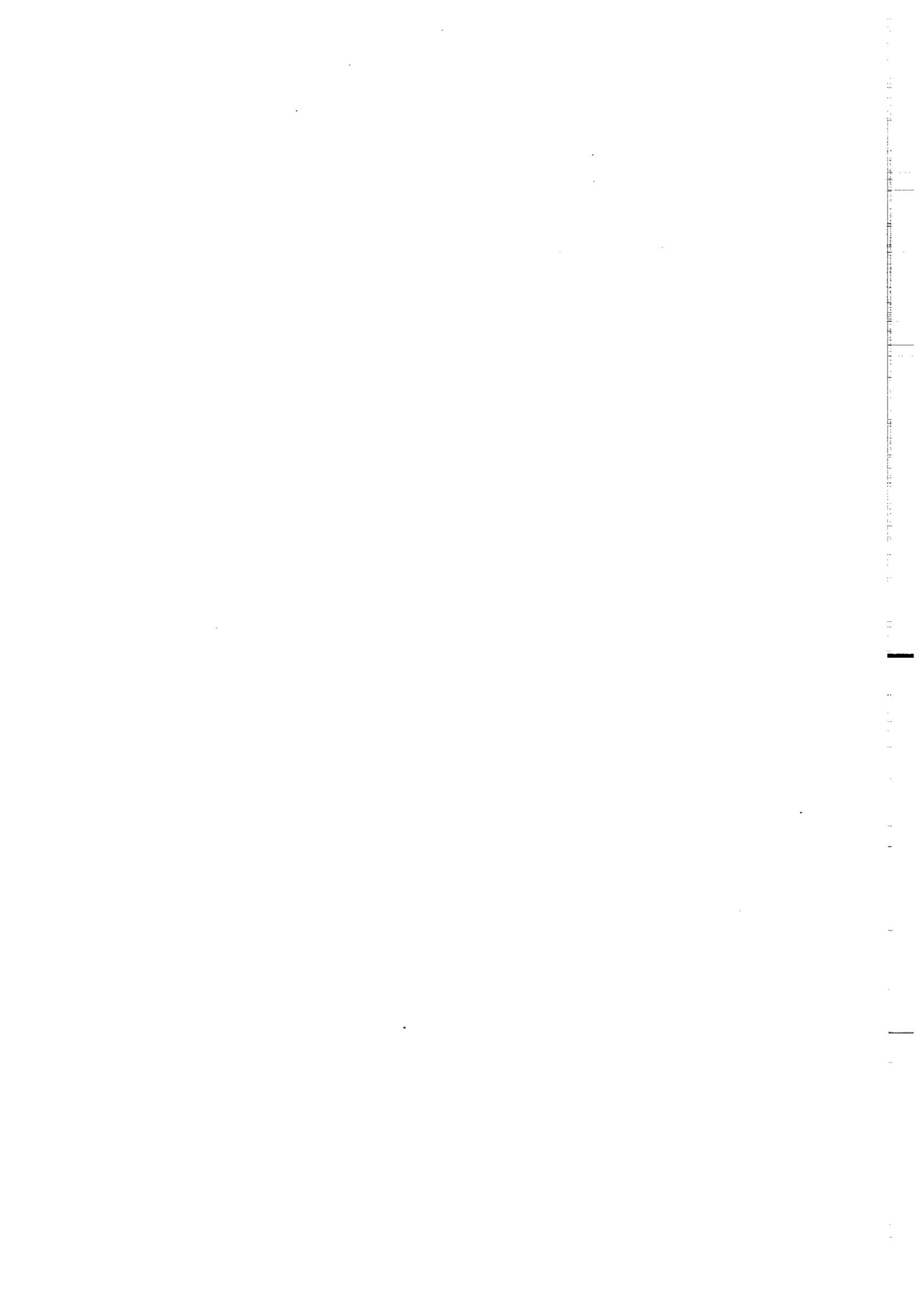
-Enfin Pin (1986) propose un âge plus récent puisque tardihercynien.

**CHAPITRE II:
EVOLUTION P-T DE LA ZONE SESIA-LANZO**



LISTE DES ABREVIATIONS:

Ab	Albite	Ctd	Chloritoïde	Ph	Phengite
Alm	Almandin	Gl	Glaucophane	Phl	Phlogopite
An	Anorthite	Gt	Grenat	Pl	Plagioclase
And	Andalousite	Ilm	Ilménite	Py	Pyrope
Ann	Annite	Jd	Jadeïte	Qz	Quartz
Ap	Apatite	Kf	Feldspath potassique	Ru	Rutile
Ar	Aragonite	Ky	Disthène	Sill	Sillimanite
Bi	Biotite	L	Liquide	St	Staurotide
Carph	Carpholite	Lw	Lawsonite	Tc	Talc
Cc	Calcite	Omph	Omphacite	Zo	Zoïsite
Chl	Chlorite	Or	Orthose	Zr	Zircon
Co	Coësite	Pa	Paragonite		



EVOLUTION P-T DE LA ZONE SESIA-LANZO

I INTRODUCTION

L'étude du métamorphisme est un outil de base pour la compréhension du mode de formation des chaînes de montagne. En particulier, le trajet P-T-t d'une unité est étroitement dépendant de son évolution structurale (Oxburg et Turcotte, 1974; England et Thompson, 1984; Davy et Gillet, 1986). Dans les Alpes occidentales, ce type de comparaison a ainsi permis de mettre en évidence la compatibilité entre l'histoire structurale et l'histoire métamorphique des diverses unités impliquées dans la collision (Gillet et al., 1986).

L'étude du métamorphisme nous apporte un autre type de contrainte: la comparaison de l'évolution P-T d'unités adjacentes permet de savoir à partir de quel moment l'histoire des unités est commune et donc de dater l'âge des superpositions.

Cependant, la différence d'évolution P-T d'unités voisines est souvent faible. Aussi, la comparaison d'évolution P-T d'unités voisines, nécessite pour être fiable, le choix d'une méthode adaptée. Celle-ci doit être suffisamment "fine" pour permettre la mise en évidence de faibles différences de conditions P-T.

L'exposé de la méthode choisie et les raisons de ce choix feront l'objet du début de ce chapitre. Ensuite, l'évolution P-T des trois unités de la zone Sesia-Lanzo sera décrite.

II METHODE

1. Introduction

Les variations de conditions P-T que nous voulons mettre en évidence sont relativement faibles: on peut s'attendre à des différences maximales de l'ordre de 5 kbar et 100 °C. le choix de la méthode passe par celui du type de lithologie. Les metabasites ont été rejetées pour les raisons suivantes: la variance des assemblages y est en générale élevée; de plus, les phases constituant ces lithologies (amphiboles, pyroxènes) mettent en jeu de nombreuses substitutions, souvent très éloignées de solutions idéales et encore mal connues.

Les métapélites sont par contre des roches plus appropriées; l'intérêt de leur étude n'est plus à démontrer dans les conditions du faciès amphibolite. Les métapélites sont des roches où les assemblages divariants sont relativement fréquents: Ces assemblages ne dépendent que de deux variables intensives qui sont en général la pression et la température. Les différences de topologies observées ou/et de composition chimique des phases, sont donc souvent interprétables en terme de différence de conditions P-T. Quelques précautions sont à prendre dans les cas où un constituant (ou une phase) additionnel est présent.

Outre le choix de la lithologie, le choix de la méthode passe par celui du système d'étude. Le système KFMASH a été choisi (i) car les assemblages observables dans les métapélites de haute pression sont généralement réductibles à ce système et (ii) car il permet la projection des assemblages dans un triangle AFM.

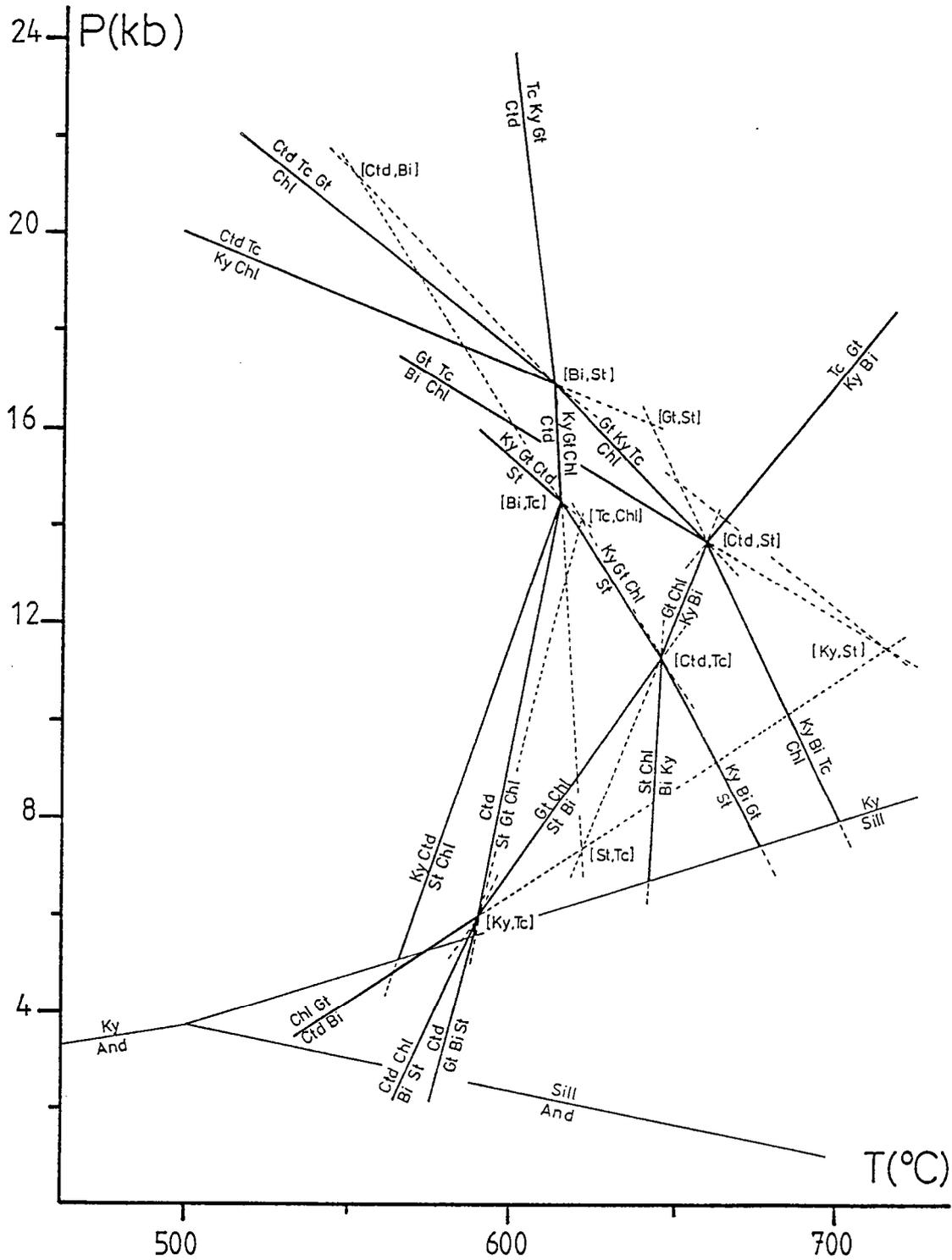


Fig.2.1. Le multisystème KFMASH pour les métapelites de HP. Les points invariants (Ky, Tc), (Bi, Tc) et (Ctd, Tc) correspondent aux points (Ky, Crd), (Bi, Crd) et (Ctd, Crd) de Harte et Hudson (1979) et Koons et Thomson (1985). Les relations de phase entre silicates d'alumine sont tracées d'après Holdaway (1971).

A haute pression, les relations de phases dans les métapélites sont assez incertaines, notamment pour les pélites de composition ferreuse à intermédiaire ("normale"). Les relations de phases entre les pôles magnésiens des solutions solides sont par contre relativement bien connues dans le système KMASH (Chopin, 1983; Chopin et Schreyer, 1983; Chopin, 1985).

Les relations de phases dans le système KFMASH comencent à être bien identifiées à basses et moyenne pression grace (entre autres) aux travaux de Harte et Hudson (1979) et Hudson et Harte (1985). Les relation de phases prédites par le multisystème de Harte et Hudson (1979) sont en accord avec les paragenèses observées dans les assemblages naturels. Pour cette raison, leur multisystème a servit de base à la construction d'une nouvelle grille susceptible de décrire les relations de phases dans les métapélites de haute pression. Le multisystème de Harte et Hudson (1979) a ainsi été étendu vers les hautes pressions, en ajoutant la phase talc. Ce travail ayant fait l'objet d'une publication (Vuichard et Ballèvre, 1988), qui est reproduite en annexe, seuls seront rappelées les bases de l'analyse des métapélites dans le système KFMASH.

2. Le multisystème (Fig.2.1.)

2.1 Remarques préliminaires

L'objet de ce paragraphe n'est pas de détailler point par point la construction du multisystème: on pourra pour cela se reporter par exemple aux travaux de Vielzeuf et Boivin (1981 et 1984) et à ceux de Vielzeuf et al. (1982). Quelques remarques seront cependant faites en ce qui concerne (i) la détermination de la position des courbes univariantes et (ii) le domaine de l'espace P-T où la multisystème est applicable.

- Les courbes univariantes du multisystème séparent des domaines où la topologie des assemblages est différente (Fig.2.2. et 2.3.). Les courbes univariantes du système KFMASH sont des courbes le long desquelles la composition chimique des phases à l'équilibre et donc les coefficients stochiométriques de la réaction varient. Aussi leur position dans l'espace P-T est-elle à priori difficile à calculer en utilisant les données thermodynamiques. Néanmoins, les courbes d'équilibre univariantes dans le système KFMASH relient les points invariants correspondants dans les systèmes KFASH et KMASH, les phases AFM évoluant d'une composition ferreuse près du point invariant KFASH à une composition magnésienne près du point invariant KMASH (Harte et Hudson, 1979). Le long des courbes de réaction du système, la composition des phases varie. Cependant, en chaque point d'une courbe de réaction, la stochiométrie de la réaction est fonction de la composition des phases, de sorte que la réaction est toujours parfaitement équilibrée: la constante d'équilibre K est donc toujours égale à un.

La position des courbes univariantes du multisystème est donc (en partie) déterminée par la position des points invariants des systèmes KFASH et KMASH. La position de ces points peut être connue si des données sur les propriétés thermodynamiques des pôles purs sont disponibles, ou si une étude expérimentale sur la position des points invariants à été faite. Nombreux sont les points invariants des systèmes KFASH et KMASH pour lesquels les données sont insuffisantes. Néanmoins, les contraintes géométriques liées à la construction du multisystème sont telles (Schreinmackers, 1915-1916; Korzhinsky, 1959), que les données disponibles contraignent fortement la position de l'ensemble des courbes. De ce fait, la géométrie du multisystème dans l'espace P-T est relativement précise (Fig.2.4.). Les points invariants (Gt, St, Bi) et (St, Ctd, Chl) du système KMASH ont été respectivement placés a 500 °C, 20 kbar (données expérimentales de Chopin et Monié, 1984) et aux environs de 800 °C, 30 kbar (données experimentales de Chopin, 1984 et calcul thermodynamique à l'aide du programme informatique de Le Goff (travaux en cours), utilisant les données standard de Holland et Powell, 1985). Le point invariant (Bi, Tc, Chl) du système KFASH a été localisé a environ 570 °C, 16 kbar (Rao et Johanes, 1979).

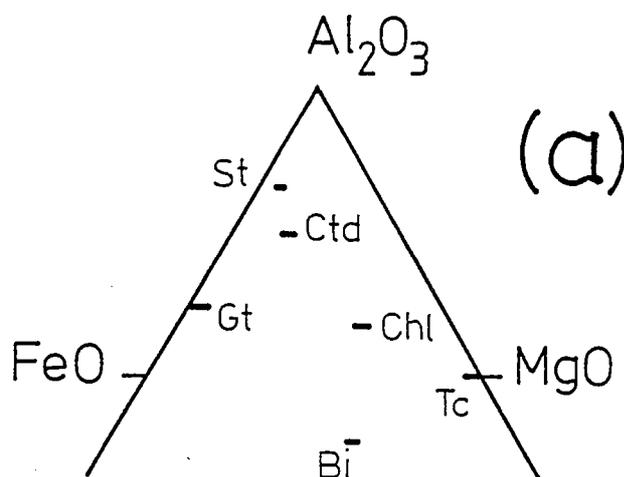


Fig.2.3. Position dans un diagramme AFM des phases ferromagnésiennes de la figure 2.2.

2.2 Les associations critiques (Fig.2.5.)

Parmi tous les assemblages que le multisystème permet de prédire (Fig.2.2.), certains ont une importance particulière: ce sont des associations critiques (Fig.2.5). Ces associations sont intéressantes (1) car elles sont significatives de différents domaines de l'espace P-T, et (2) car elles sont assez facilement observables dans les métapelites de composition "normale". Elles permettent de définir dans l'espace P-T, le domaine de cristallisation des paragenèses observées.

Quatre associations critiques ont ainsi été distinguées: ce sont Gt + Ctd + Chl et Gt + Ky + Ctd à relativement basse température, Gt + Chl + Ky et Gt + Tc + Ky à relativement haute température (Fig.2.5). Les associations prédites sont compatibles avec celles observées dans les assemblages naturels (Fig.2.6). Dans les "micaschistes éclogitiques", outre quartz, phengite, paragonite et rutile, les assemblages observés contiennent Gt + Ctd + Chl ou Gt + Ky + Ctd. Le talc n'a jamais été observé, de sorte que deux topologies AFM sont possibles (Vuichard et Ballèvre, 1988).

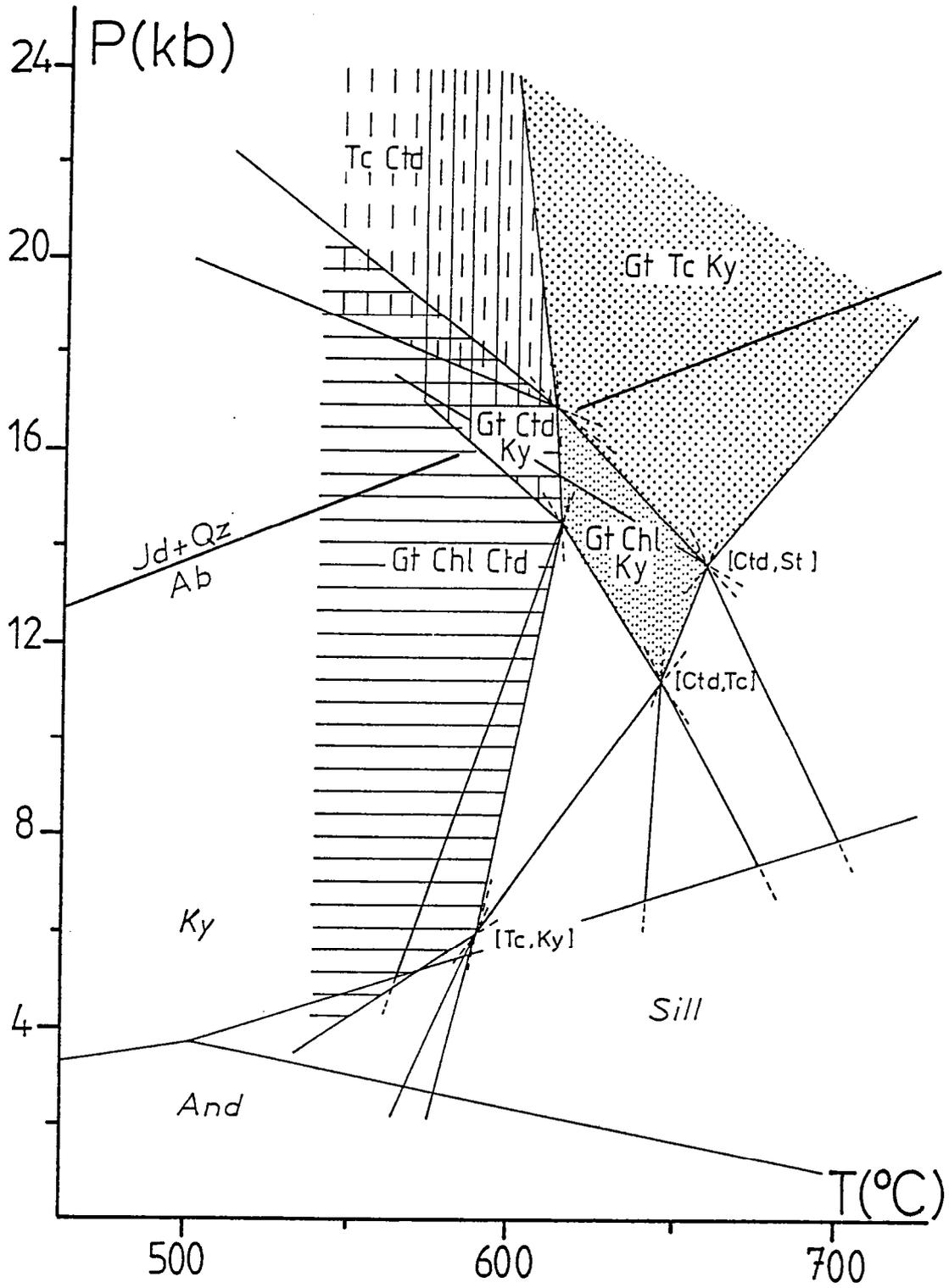


Fig.2.5. Les associations critiques dans les métapelites de HP-BT.

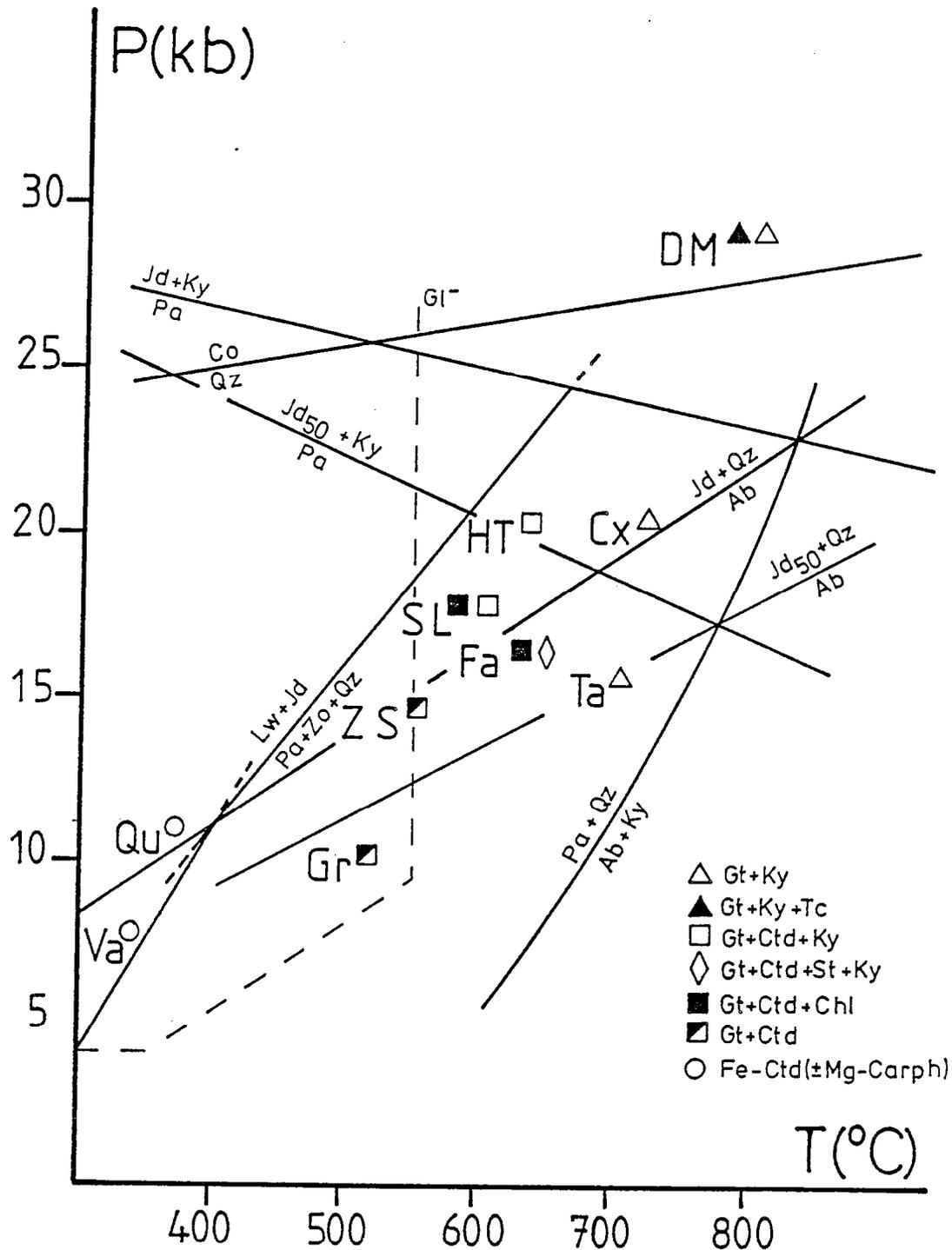


Fig.2.6. Les associations observées dans les métapelites de HP-BT. L'équilibre $Co = Qz$ a été reporté à partir de Helgeson et al. (1978). La limite de stabilité de la glaucophane est tracée selon les travaux de Maresch (1977). Les autres courbes ont été tracées à l'aide des données citées en appendice 5.

(Cx) Nappe de Champtoceaux; (DM) massif de Dora Maira, Alpes occidentales; (Fa) Fairbanks district, Alaska; (Gr) île de Groix, Bretagne; (HT) Hohe Tauern, Alpes orientales; (Qu) Queyras, Alpes occidentales; (SL) zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales; (Ta) Tasmanie; (Va) Vanoise, Alpes occidentales; (ZS) zone de Zermatt Saas Fee, Alpes occidentales.

2.3. Evolution du chimisme des phases dans les assemblages

Un autre intérêt du multisystème KFMASH, est de permettre de prédire l'évolution du chimisme des phases ferromagnésiennes en fonction de l'évolution des conditions P-T (Albee, 1972; Thompson, 1976; Thompson et al., 1977). En raison de l'absence de données thermodynamiques sur certains pôles purs, la construction des loupes divariantes sera essentiellement qualitative.

Celles-ci peuvent être construites à P fixée en fonction de la température, à T fixée, en fonction de la pression, ou encore le long de portions de chemins P-T, en fonction de ces deux paramètres. A titre d'exemple, les loupes ont été tracées pour trois portions de chemins P-T différents, pour des roches ayant le même rapport Al/(Fe+Mg) (Fig.2.7.,2.8. et 2.9.). Bien que les trois portions de chemins P-T soient assez proches dans l'espace P-T, les figures 2.9a, 2.9b et 2.9c montrent que la succession des assemblages et l'évolution du chimisme des phases sont nettement différentes. Même qualitative, la construction de ces loupes a un intérêt primordial: elle permet de prévoir la succession des paragenèses et l'évolution du chimisme des phases dans une roche de chimisme donné en fonction de l'évolution P-T.

Inversement, la connaissance d'assemblages progrades (par exemple en inclusion dans le grenat) et l'évolution du chimisme des phases permet de contraindre l'histoire réactionnelle de la roche (voir par exemple Thompson et al., 1977) et donc la forme du chemin prograde. La construction des loupes entre les pôles ferreux et magnésiens est donc un moyen de déterminer la forme des chemins progrades.

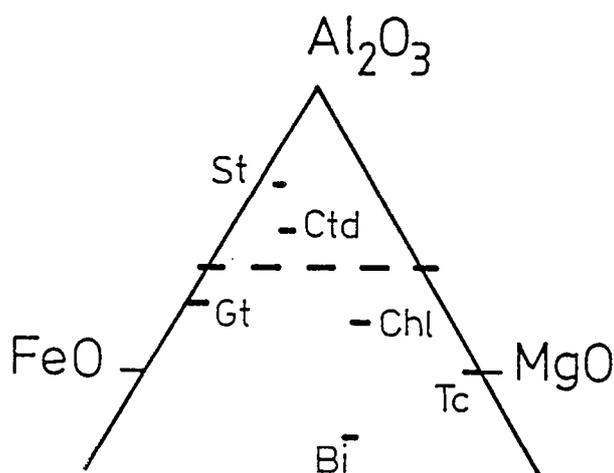


Fig.2.7. Rapport Al/Fe+Mg choisi pour la construction de la figure 2.9.

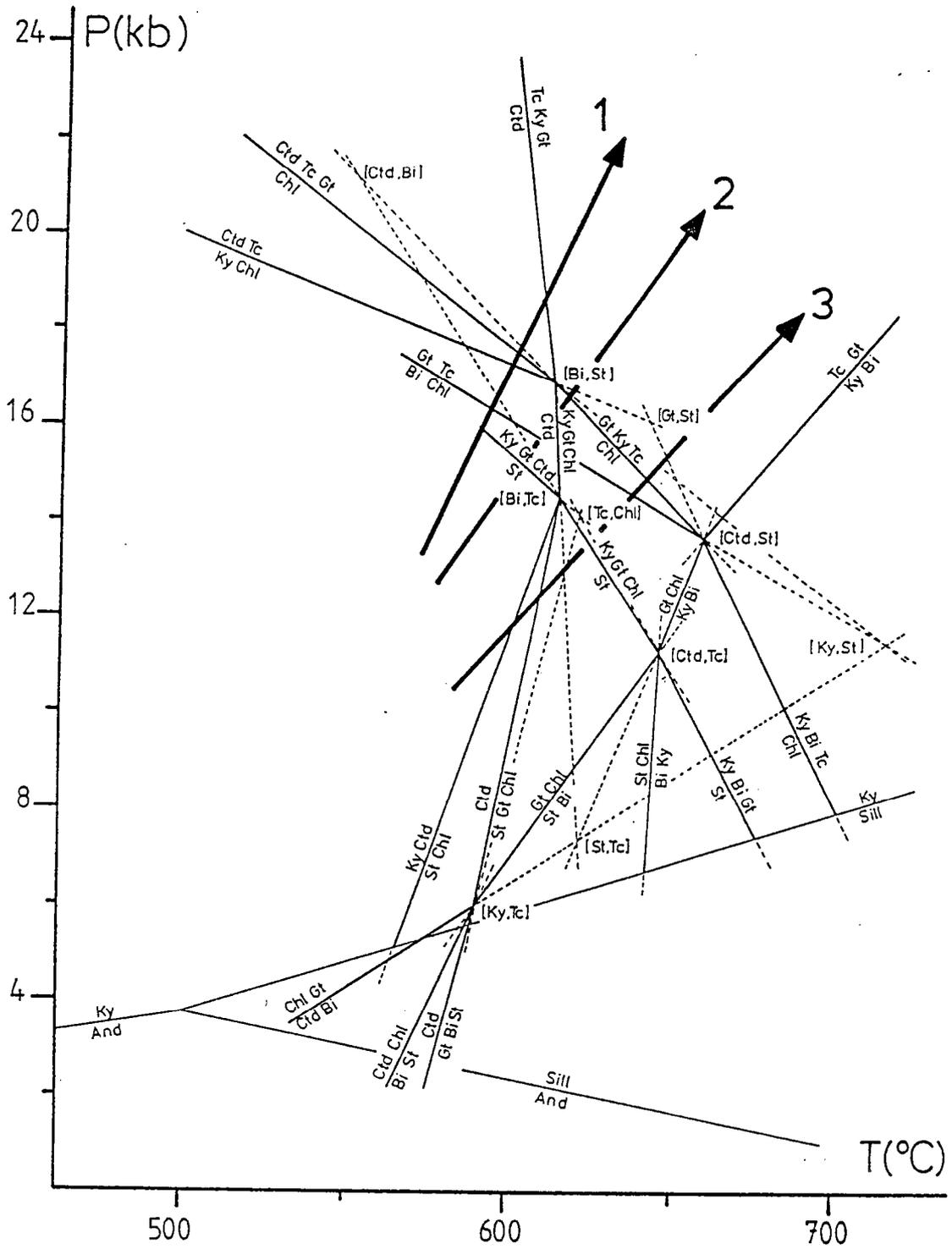


Fig.2.8. Les trois trajets progrades servant de base à la construction de la figure 2.9

(a)

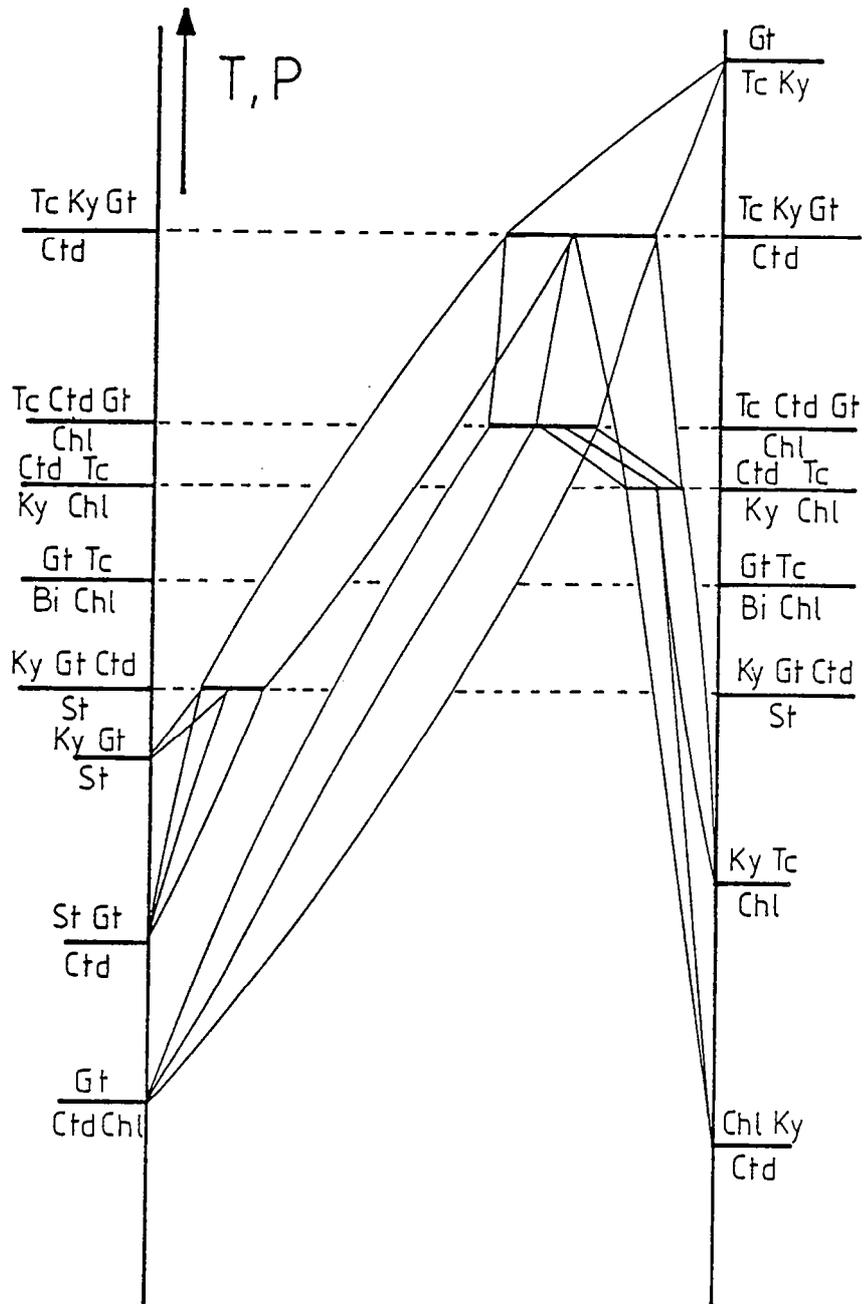
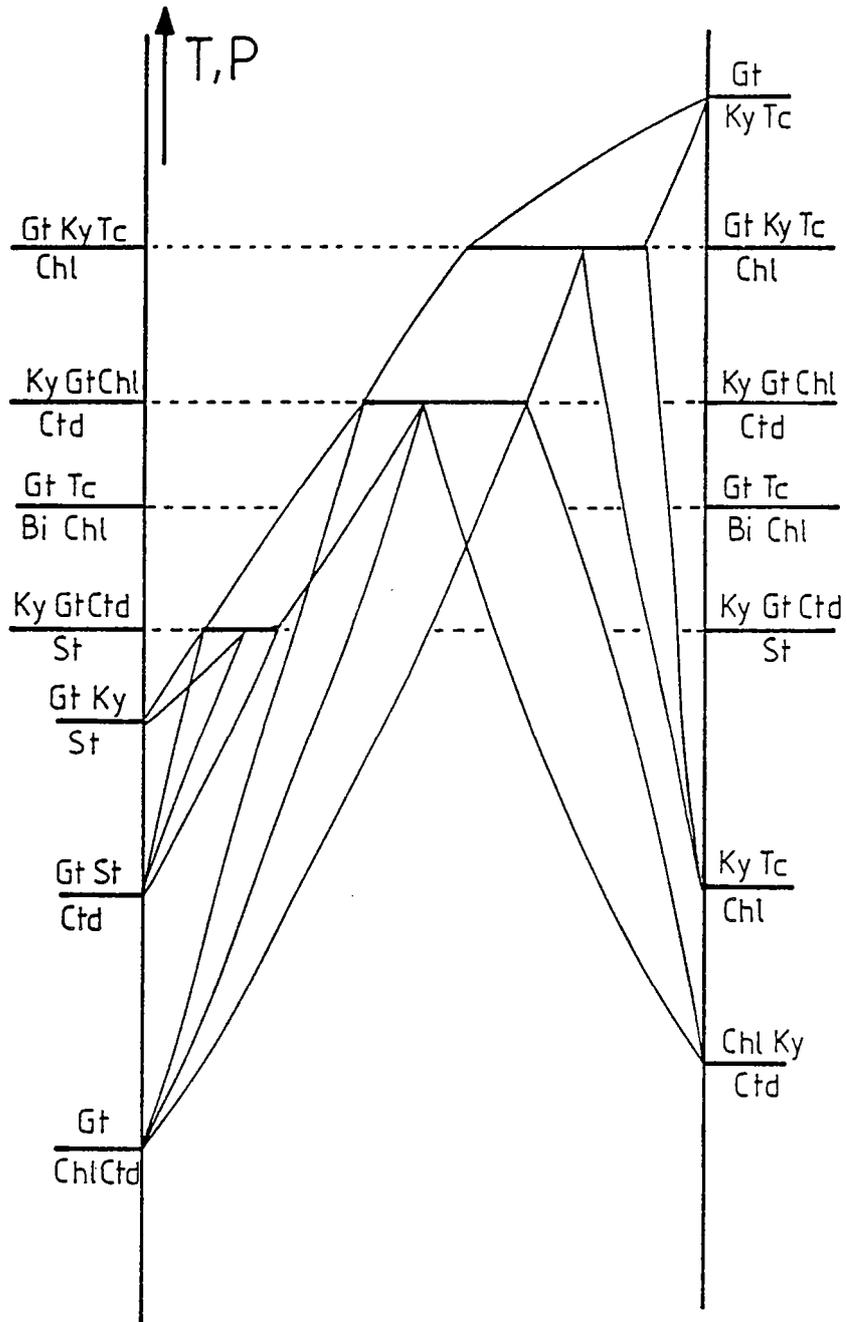
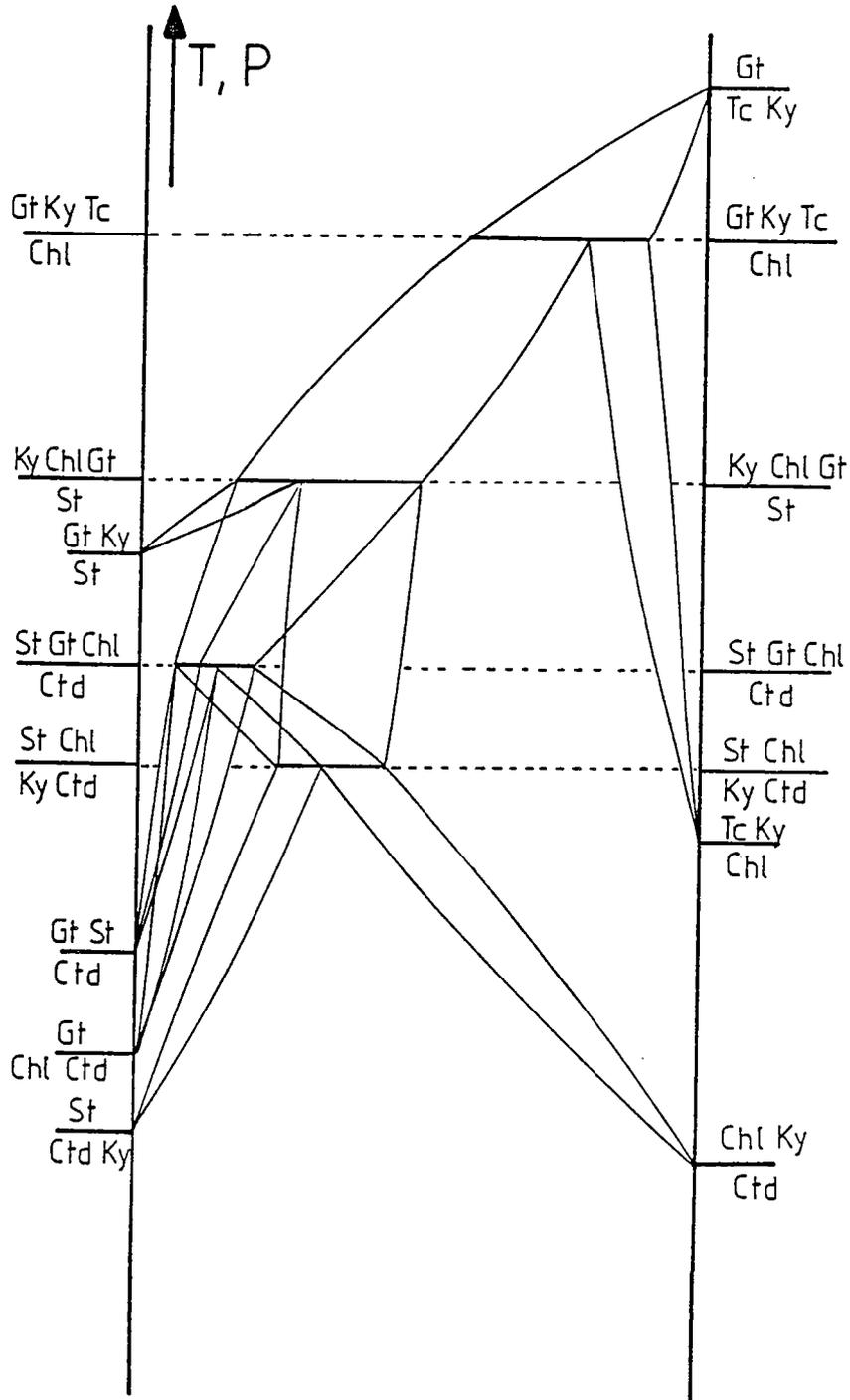


Fig.2.9. Evolution du chimisme des phases ferromagnésiennes en fonction du trajet P-T. (a) Trajet 1, Fig.2.6; (b) trajet 2, Fig.2.6; (c) trajet 3, Fig.2.6.

(b)



(c)



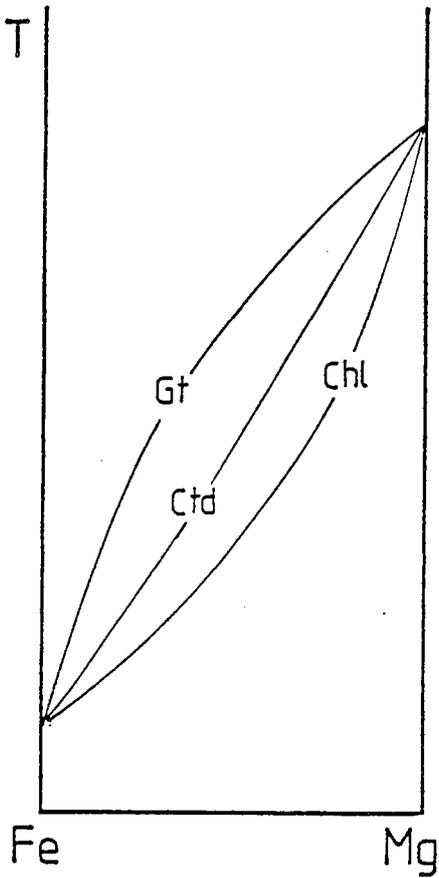


Fig 2.10. Diagramme ($T, X_{\text{Fe,Mg}}$) entre grenat, chloritoïde et chlorite.

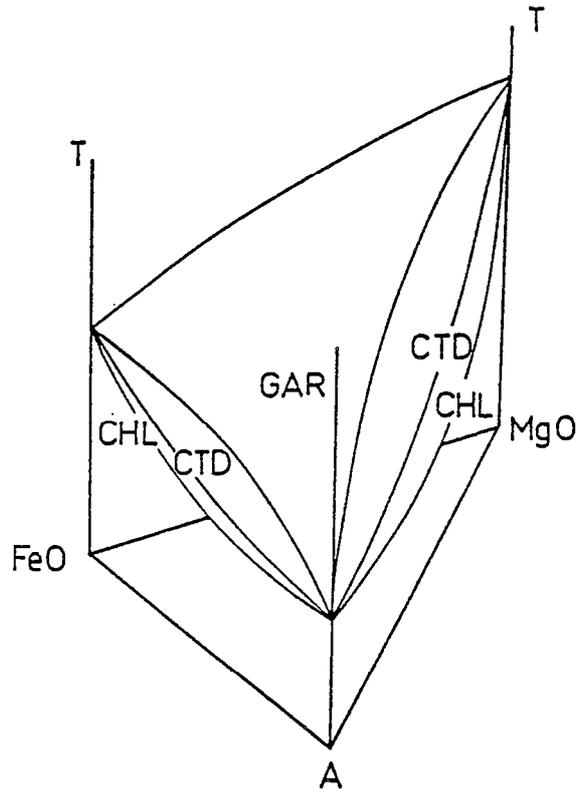


Fig 2.11. Diagramme ($T, X_{\text{Fe,Mg,A}}$) entre grenat, chloritoïde et chlorite. Pour une température fixée, la présence d'un constituant A dans l'assemblage entraîne un enrichissement des phases en magnésium.

3. Effet d'un constituant additionnel: le calcium

3.1. Introduction

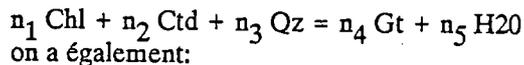
Dans les assemblages naturels, certaines des phases projetées dans le triangle AFM ne sont pas purement ferro-magnésiennes. En particulier, certaines d'entre elles fractionnent de façon préférentielle un constituant additionnel. C'est par exemple le cas du staurotide qui contient souvent des quantités importantes de zinc alors que cet élément n'est présent qu'à l'état de trace dans les autres minéraux (Spear et Franz, 1986; Brown et Forbes, 1986; Delor et al., 1987; Reinecke et Franz, 1987). C'est également le cas du grenat qui contient parfois une quantité non négligeable de calcium ou de manganèse. C'est à travers l'exemple de l'association grenat - chloritoïde - chlorite que nous allons étudier, d'un point de vue purement qualitatif et théorique l'effet de la présence d'un constituant additionnel (A) dans l'une des phases AFM.

- Dans un système purement ferro-magnésien, pour une pression donnée, les loupes entre les phases grenat, chloritoïde et chlorite peuvent être établies en sachant que l'ordre de fractionnement est $X_{Fe}^{Gt} > X_{Fe}^{Ctd} > X_{Fe}^{Chl}$ et que la température d'équilibre dans le système ferreux (FASH) est inférieure à celle du système magnésien (MASH) (Fig. 2.10.).

- Si les phases ne sont plus purement ferromagnésiennes et qu'un constituant additionnel A (CaO, MnO) intervient, les loupes entre les phases grenat, chlorite et chloritoïde peuvent également être établies en sachant que (i) le constituant additionnel A est préférentiellement fractionné par le grenat et (ii) qu'on a toujours $X_{Fe}^{Gt} > X_{Fe}^{Ctd} > X_{Fe}^{Chl}$. La seule solution géométriquement possible est celle de la figure 2.11. Pour des conditions P-T fixées, le rapport Mg/(Mg + Fe) sera donc d'autant plus élevé dans les phases grenat, chloritoïde et chlorite que le grenat sera calcique (Fig. 2.11).

A ceux que cette explication géométrique ne satisfait pas totalement, j'en proposerai une autre étroitement liée à la précédente:

La réaction chlorite = chloritoïde + grenat, divariante dans le système FMASH, est univariante dans le système FASH. Connaissant la chimie des phases, la position de la courbe d'équilibre peut être décrite grâce à la connaissance des propriétés thermodynamiques des pôles ferreux des phases et à l'aide de modèles de solution solide appropriés. L'équilibre entre les pôles purement ferreux s'écrit:



$$0 = \Delta G^0 + RT \ln K$$

$$0 = \Delta H_f - T\Delta S + \Delta C_p dT - T (\Delta C_p/T) dT + (P-1)\Delta V + nRT \ln f - RT \ln K$$

$$\text{avec: } K = (a_{Gt})^{n_4} / ((a_{Chl})^{n_1} \cdot (a_{Ctd})^{n_2})$$

soit en première approximation,

$$K = (X_{Fe}^{Gt})^{3n_4} / ((X_{Fe}^{Chl})^{5n_1} \cdot X_{Fe}^{Ctd})^{2n_2}$$

Dans le système purement ferreux

$$X_{Fe}^{Gt} = X_{Fe}^{Ctd} = X_{Fe}^{Chl} = 1$$

il en découle:

$$0 = \Delta H_f - T\Delta S + \Delta C_p dT - T (\Delta C_p/T) dT + (P-1)\Delta V + nRT \ln f$$

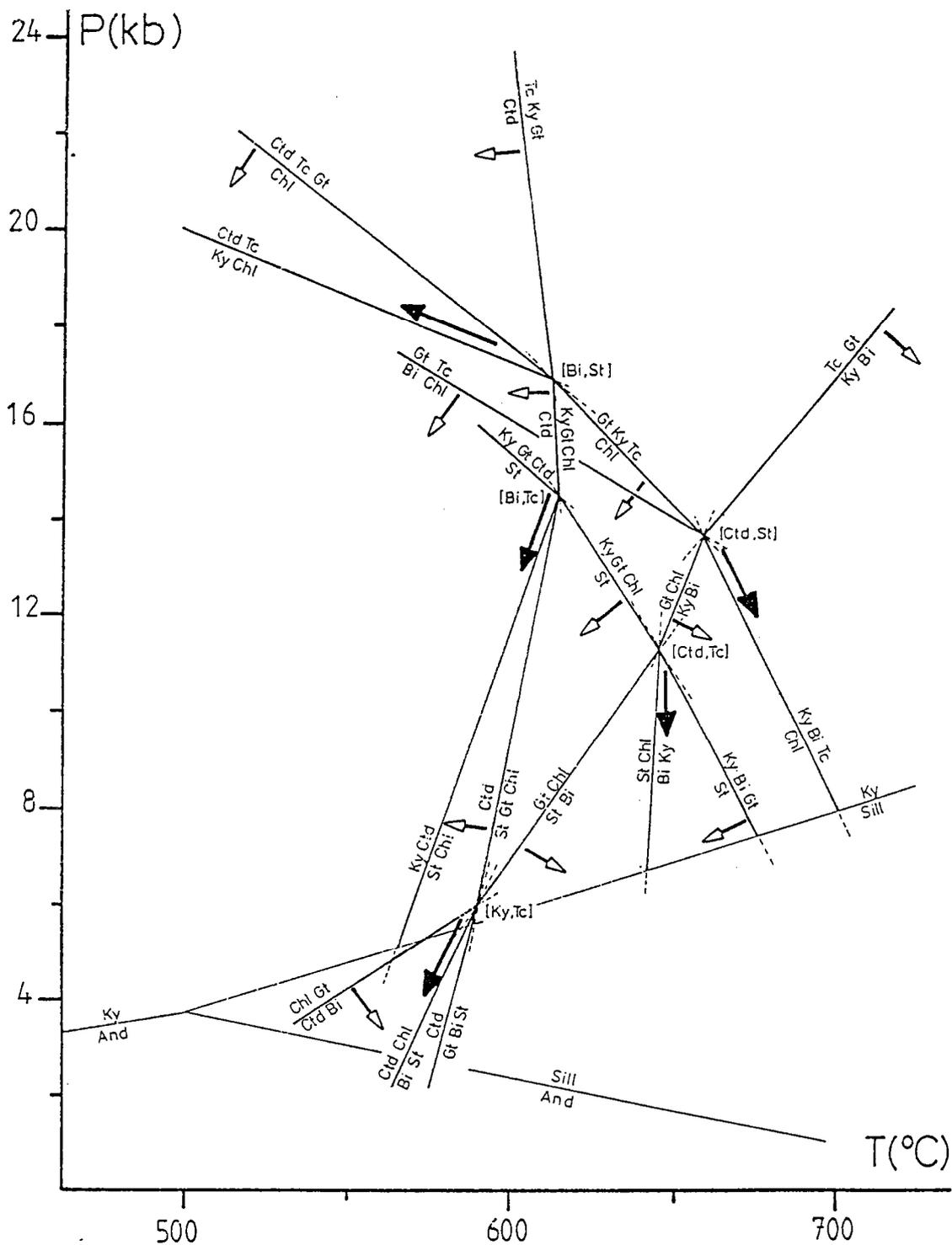


Fig.2.12. Effet de la présence de calcium dans le grenat sur la position des courbes du multisystème. Flèches noires: sens de déplacement des points invariants; flèches évidées: sens de déplacement des courbes d'équilibre.

Si un constituant additionnel intervient et que celui-ci est fractionné (comme c'est le cas du calcium) presque exclusivement par le grenat on a alors $K X_{Fe}^{3.n4}$ soit $K < 1$, ce qui entraine pour une température T1:

(1) équilibre entre les pôles purs:

$$0 = \Delta H_f - T\Delta S + \Delta C_p dT - T (\Delta C_p/T) dT + (P_a - 1) \Delta V + nRT \ln f$$

(2) constituant additionnel présent:

$$0 = \Delta H_f - T\Delta S + \Delta C_p dT - T (\Delta C_p/T) dT + (P_b - 1) \Delta V + nRT \ln f - nRT \ln K$$

on a donc :

$$(P_a - P_b) \Delta V + RT \ln K = 0;$$

$$P_a - P_b = - (RT \ln K) / \Delta V$$

on a: $\Delta V > 0$; $\ln K < 0$; d'où: $P_a - P_b > 0$; soit: $P_a > P_b$

La présence d'un constituant additionnel dans le grenat déplace donc l'équilibre chl + ctd = gt dans les systèmes purement ferreux et magnésiens vers les basses pressions et (la pente de la courbe étant négative) vers les basses températures ce qui entraine un déplacement des loupes vers les basses pressions et les basses températures.

3.2. Implications

Le raisonnement précédent peut être tenu à propos de toute réaction AFM faisant intervenir le grenat. La présence de calcium comme constituant additionnel dans cette phase aura pour effet de diminuer l'activité des fractions Almandin et Pyrope et donc de déplacer les courbes d'équilibre du côté opposé au grenat. La position des courbes ne faisant pas intervenir le grenat demeure par contre inchangée: Le déplacement des points invariants se fera donc le long de ces courbes (Fig.2.12).

Un tel déplacement des courbes n'est évidemment pas sans conséquence:

- Avant d'interpréter une différence de rapport Fe/(Fe+Mg) des phases ferromagnésiennes de deux assemblages semblables en terme de variation de conditions P-T, il faut s'assurer de l'absence de constituant additionnel dans l'une des phases et rechercher l'effet éventuel de celui-ci.

- Pour des conditions P-T semblables, on peut observer deux assemblages clefs différents, en fonction de la présence ou non d'un constituant additionnel dans l'une des phases. Par exemple, pour des conditions de 20 kbar - 600 °C, on pourra avoir un assemblage à grenat-chloritoïde-disthène et un assemblage à grenat-talc-disthène, le grenat étant plus calcique dans le deuxième assemblage que dans le premier (Fig.2.13).

- La présence de calcium dans le grenat devra être soupçonnée lorsqu'une phase calcique (zoïsite, carbonate) fait partie de la paragenèse. En effet, celle ci tamponnera la teneur en grossulaire à un niveau élevé (Fig.2.14).

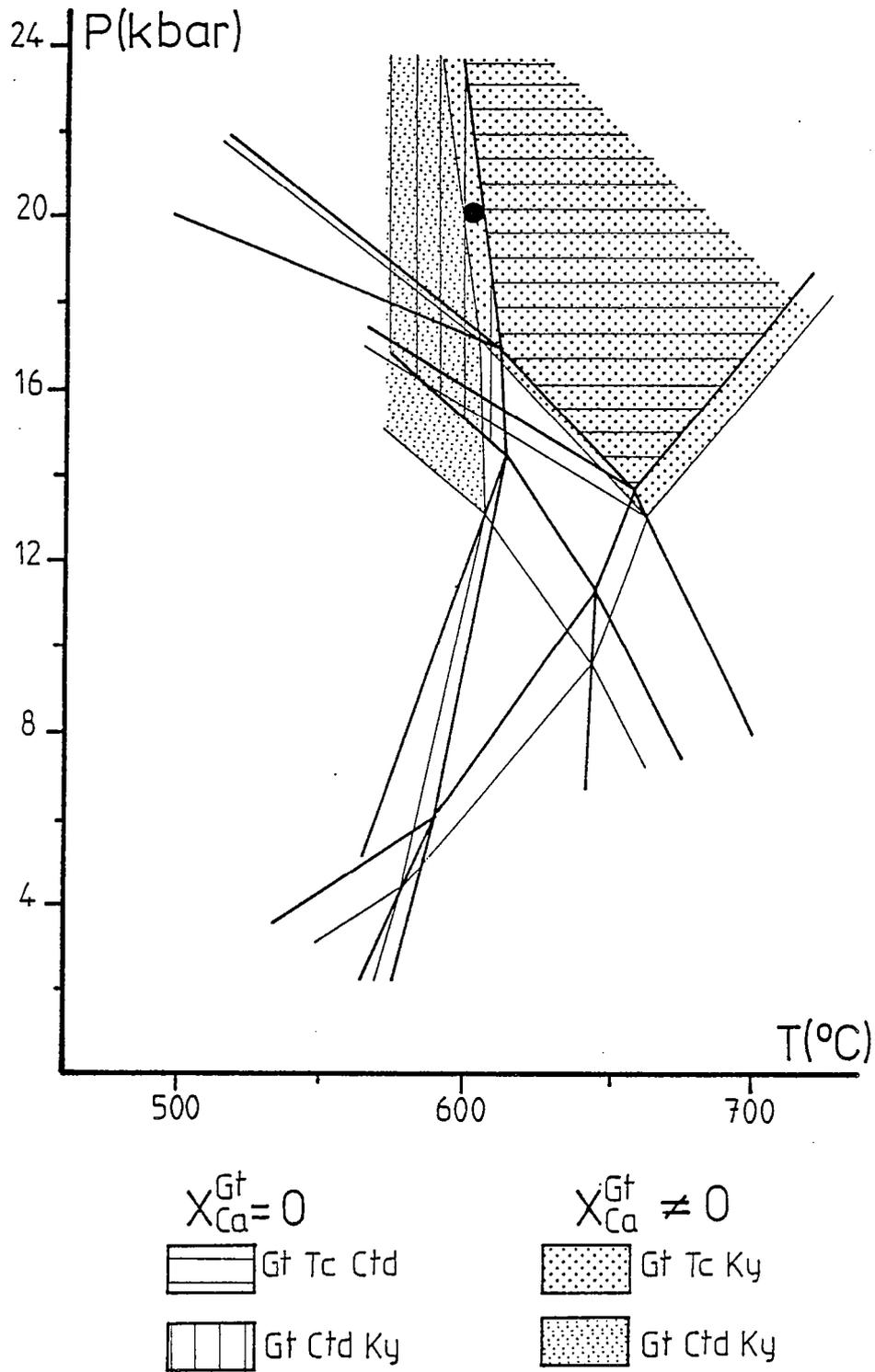


Fig.2.13. Position des équilibres et assemblages critiques observables en fonction de la teneur en calcium du grenat, pour des conditions de l'ordre de 20kbar, 600°C.

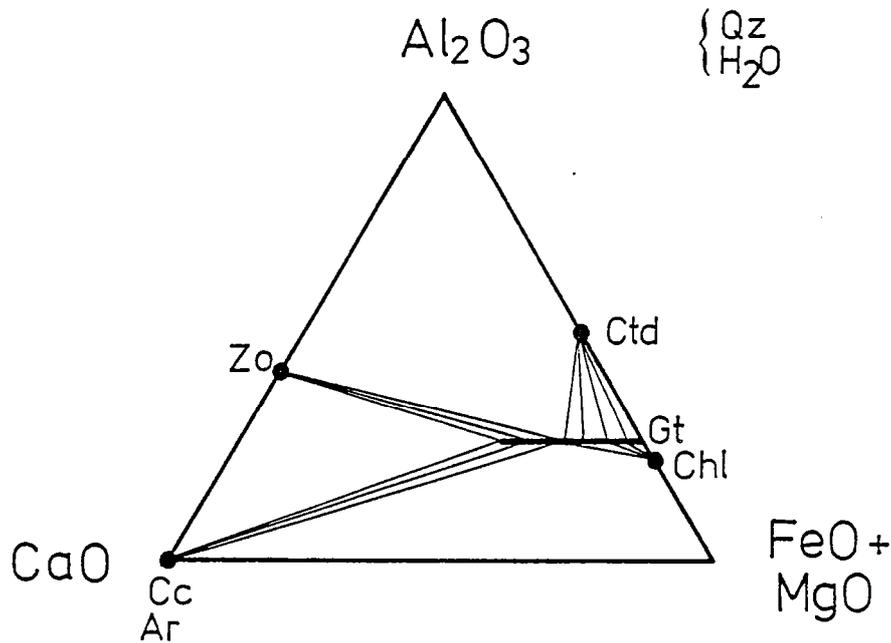


Fig.2.14. Diagramme ACF. La présence de carbonate ou de zoïsite tamponne la teneur en calcium.

Enfin la présence d'un constituant additionnel est susceptible de stabiliser un assemblage à quatre phases AFM. C'est assez souvent le cas dans les métapélites de pression intermédiaire (Droop, 1981; Karabinos, 1985; Mc Lellan, 1985; Giaramita et Day, 1987; Grambling et Williams, 1987), c'est également le cas dans certains assemblages de haute pression où un staurotide riche en zinc est présent (Brown et Forbes, 1986; Franz et Spear, 1983).

4. Effet d'une phase supplémentaire: la glaucophane

4.1. Introduction

Nous avons dit précédemment que la position de la glaucophane au sein du système AFM était peu claire, notamment en ce qui concerne ses relations avec le chloritoïde. Quelques observations nous amènent à nuancer cette position. Dans deux cas au moins, l'association grenat - chloritoïde - glaucophane en présence de quartz et de paragonite a été décrite dans des métapélites du faciès schiste bleu. Dans d'autres cas, elle peut être soupçonnée. Après un bref rappel des données, nous verrons quelle réaction est susceptible d'expliquer ces observations et dégagerons les implications et les intérêts que peut avoir cette réaction.

4.2. Les données

- A Sifnos (Cyclades), une description détaillée des assemblages schistes bleus observables dans diverses lithologies a été effectuée par Schliestedt (1986). Cet auteur cite la présence de l'assemblage $gt + gl + ctd + qz + ep + ph + pa$. Les conditions de cristallisation de cet assemblage sont estimées à 450-500 °C et 15 \pm 3 kbar.

- Dans l'île de Groix (Massif Armoricain), l'association chloritoïde-glaucophane a été notée par Velde (1967a) et Kienast et Triboulet (1972). Nos propres observations nous ont permis de mettre en évidence des paragenèses à $gl + ctd + gt + pa + ph + qz + rt$. Les conditions de cristallisation sont estimées à 450-500 °C pour 10 kbar (Triboulet, 1974 ; Carpenter, 1977).

- Dans la partie interne de la nappe du Grand St Bernard (Alpes occidentales), l'association glaucophane-chloritoïde dans les métapélites, a été décrite dans le Val de Bagnes (Tchopp, 1923) et dans le Val d'Aoste (Dal Piaz et Govi, 1965). Il resterait à montrer que les phases (notamment la paragonite) permettant la projection dans un triangle AFM sont également présentes pour pouvoir les comparer. Notons que les conditions P-T dans cette partie de l'unité du Grand St. Bernard sont, d'après les paragenèses existantes dans des metabasites (Dal Piaz et Govi, 1965; Caby, Kienast et Saliot, 1978), probablement proches de celles de l'île de Groix.

- Dans la zone Sesia-Lanzo, l'association chloritoïde -glaucophane a parfois été reconnue (Dal Piaz et al, 1972; Kienast et al., 1973; Liebeaux, 1975; Compagnoni, 1977; Compagnoni et al., 1977b; Gosso, 1977; Minnigh, 1978; Gosso et al., 1979; Spalla et al, 1983; Pognante et al, 1987). Dans un seul cas, sa costabilité avec grenat et paragonite a été affirmée (Liebeaux, 1975, p.76). La minéralogie exacte de la paragenèse n'est pas spécifiée.

4.3. La réaction.

Les assemblages décrits sont tous des assemblages ayant cristallisés à une température de l'ordre de 450-500 °C. Ces températures de cristallisation sont plus faibles que celles des assemblages à $gt + ctd + chl$. Quelle réaction peut séparer ces deux types d'assemblages?

- A Groix, Kienast et Triboulet (1972) proposent la réaction glaucophane + chloritoïde = paragonite + chlorite. Il est clair que cet équilibre n'est pas univariant mais multivariant dans le système naturel (Kienast et Triboulet, 1972). D'autre part, la présence d'assemblages éclogitiques à paragonite + chlorite dans la zone Sesia-Lanzo, montre bien les limites de cette analyse; cette association est en effet théoriquement instable pour les conditions P-T du métamorphisme éclogitique de l'unité des "micaschistes éclogitiques".

Les deux assemblages de Sifnos et de Groix peuvent être projetés dans un triangle AFM, les pôles de projection étant les mêmes que ceux utilisés pour les assemblages $gt-ctd-chl$. Par rapport à ces derniers, un problème supplémentaire se pose: la glaucophane contient souvent une quantité non négligeable de fer ferrique. Deux cas peuvent se présenter: (i) un oxyde de fer (hématite, magnétite) est également présent, permettant la projection de l'assemblage dans le triangle AFM; (ii) il n'y a pas de phase additionnelle permettant la projection de la glaucophane; à l'instar du calcium dans le grenat, le fer ferrique peut être considéré comme uniquement présent dans la glaucophane. La présence de fer ferrique est alors susceptible de stabiliser la glaucophane. On notera cependant qu'aucun assemblage à quatre phases AFM (par exemple grenat + glaucophane + chloritoïde + chlorite) n'a été observé. Si dans un premier temps la présence de fer ferrique peut être négligée, elle doit être toujours gardée à l'esprit. Sa présence aura pour effet de déplacer les réactions où la glaucophane prend part dans le système KFMNASH.

Un problème reste à résoudre: quelle est la place de la chlorite vis à vis du joint chloritoïde-chlorite (Koons et Thompson, 1985)? Peu de données sont disponibles à cet égard.

Dans l'unité schiste bleu du Bois de Cené, Guiraud et al (1987) observent dans des glaucophanites (échantillon GG1), chlorite et glaucophane costable. Les rapports Mg/Mg + Fe entre chlorite et glaucophane sont très proches (0,57).

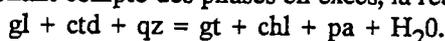
Dans les schistes lustrés de Corse, Péquignot (1984) décrit glaucophane et chlorite costable dans des éclogites (Péquignot, 1984, Tab.17, p.70). Les rapports Mg/ Mg+Fe sont cette fois ci légèrement plus faible dans la chlorite (0,54) que dans la glaucophane (0,61).

Dans les deux cas, chlorite et glaucophane fractionnent de façon très proche le fer ferreux et le magnésium. Le chloritoïde fractionnant de façon très préférentielle le fer par rapport à ces deux minéraux, la chlorite est donc située du coté droit du joint glaucophane - chloritoïde (Fig.2.15).

Dans le diagramme AFM, la réaction qui fait passer de l'association gt + ctd + gl à l'association gt + ctd + chl est (Fig.2.15):



En tenant compte des phases en excès, la réaction devient:



On peut s'interroger sur la position de l'eau dans la réaction. En toute rigueur, l'équilibration ne devrait être faite que sur la base de la composition des phases d'une association où la réaction (1) est visible; la réaction (1) n'ayant jamais été observée, elle a été équilibrée sur la base des formules structurales de la figure 2.16. Les formules structurales (notamment les rapports Fe/Fe+Mg) des phases ont été choisies en fonction des compositions généralement observables dans les assemblages naturels. L'équilibration montre que l'eau est située du coté de la paire grenat-chlorite (Fig.2.16). L'association grenat-chlorite est donc probablement bien située du coté haute température de la réaction, conformément à ce qui était attendu.

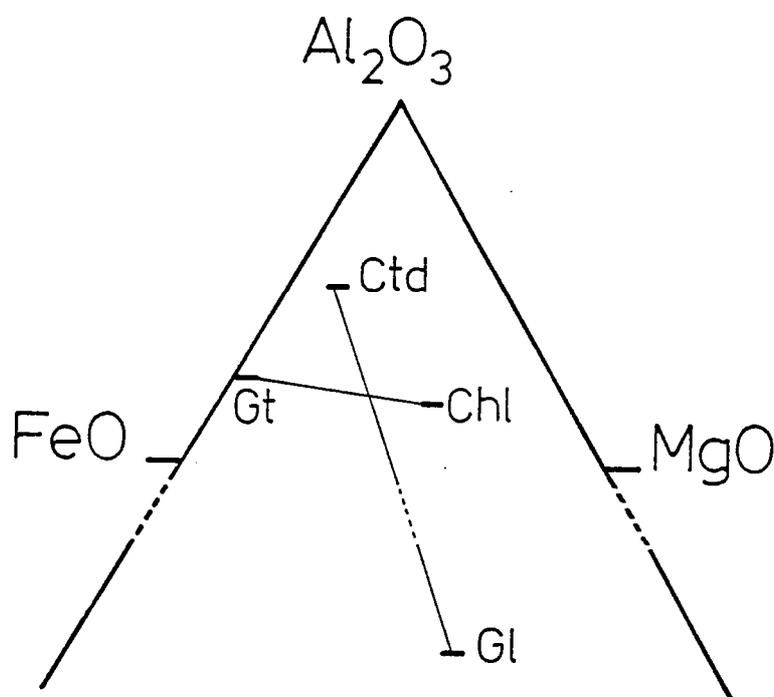


Fig.2.15. Représentation de la réaction $Ctd + Gl = Gt + Chl$ dans un diagramme AFM (Qz et Pa présents, $a_{H_2O} = 1$).

comp	Ctd	Gt	Gl	Chl	Pa	Qz	H2O
Si	2.00	3.00	8.00	3.00	3.00	1.00	0.00
Al	4.00	2.00	2.00	2.00	3.00	0.00	0.00
Fe	1.70	2.60	1.50	2.50	0.00	0.00	0.00
Mg	0.30	0.40	1.50	2.50	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	2.00	0.00	1.00	0.00	0.00
H	4.00	0.00	2.00	8.00	2.00	0.00	2.00
Coeff	5.96	-3.78	3.08	-1.96	-6.17	-0.83	-1.00

Fig.2.16 Equilibration de la réaction (1).

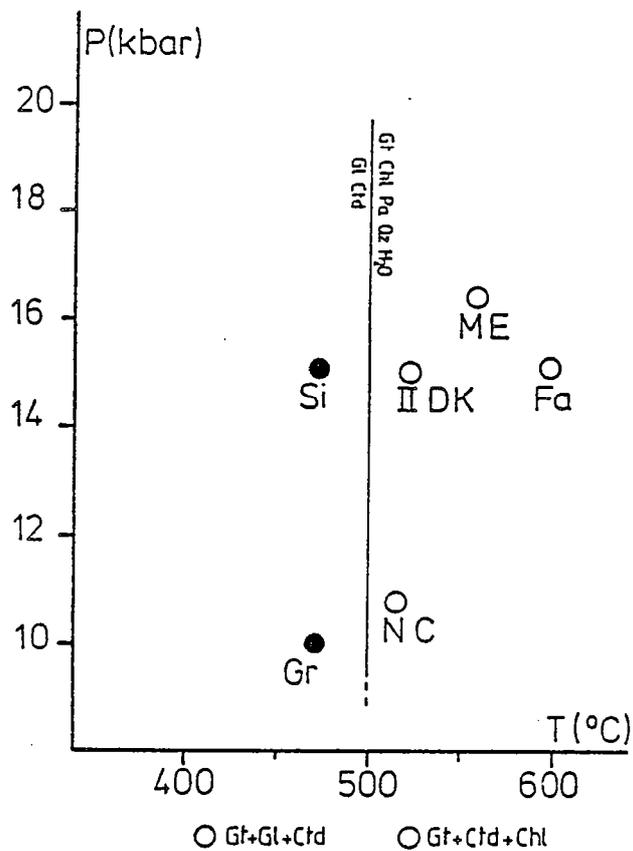


Fig.2.17. Position de l'équilibre (1) dans l'espace P-T en fonction des assemblages connus dans les métapélites à Quartz et paragonite.

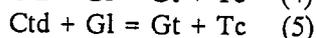
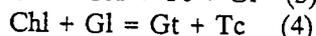
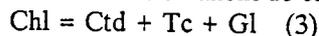
En raison de l'absence de données sur les propriétés thermodynamiques des pôles purs d'une partie des phases étudiées (glaucophane et chloritoïde), la position de cette courbe est assez difficile à préciser. Elle a été arbitrairement placée autour de 500 °C, en fonction des assemblages naturels connus (Fig.2.17).

La position exacte de la réaction (1) est difficile à définir avec exactitude. Elle est dépendante de la teneur en fer ferrique des phases. Si on admet que $X_{Gl}^{Fe^{3+}} \gg X_{Ctd}^{Fe^{3+}} > X_{Gt}^{Fe^{3+}} > X_{Chl}^{Fe^{3+}}$ (Koons et Thompson, 1985), alors la présence de fer ferrique aura tendance à déplacer la courbe de la réaction (1) vers les hautes températures. Dans une certaine gamme de températures, on pourra donc avoir une co-stabilité des associations Gt+Gl+Ctd et Gt+Ctd+Chl, la présence de l'une ou de l'autre étant uniquement fonction de l'état d'oxydation du fer. L'association Gt+Gl+Ctd caractérisera les paragenèses oxydées, alors que l'assemblage Gt+Ctd+Chl sera présente dans les paragenèses faiblement oxydées.

4.4. Place de la réaction (1) dans le multisystème.

La réaction (1) peut (en partie) être replacée dans le multisystème KFMASH (Fig.2.18). Le point invariant (Ky, Bi, St) est relativement facile à placer: c'est l'intersection des réactions (1) et Ctd = Ctd + Tc + Gt (2)

Trois autres réactions émanent de ce point invariant:



Le point invariant (Ky, Bi, St) est situé à haute pression (Fig.2.18). La limite de stabilité de la réaction (1) à basse pression est difficile à déterminer: elle fait intervenir les relations de phases entre amphibole bleue, biotite, chlorite et talc qui sont encore mal connues. Le stilpnomélane peut également intervenir. De plus, le problème de la présence de constituant additionnel (Fe^{3+} , Mn, Ca) est particulièrement importante dans ces domaines de pression et de température et rend délicate l'interprétation des rares données disponibles dans un diagramme AFM.

4.5. Conclusion

L'analyse précédente montre que la réaction $gl + ctd + qz = gt + chl + pa + H_2O$ sépare à basse température dans les métapelites, l'association grenat + chloritoïde + chlorite, de l'association grenat + glaucophane + chloritoïde, en présence de paragonite et quartz. L'association grenat + chloritoïde + chlorite, limitée à haute température par la réaction $ctd = gt + st + ky$, a donc un champ de stabilité compris approximativement entre 500 et 600 °C (Fig.2.18).

Quelle que soient les incertitudes concernant la position exacte de la réaction (1) dans l'espace P-T, la disparition de la paire chloritoïde - glaucophane lors du trajet prograde est à suspecter dans de nombreuses métapelites, où ces phases sont présentes en inclusion dans le grenat, alors que l'une d'entre elles est absente dans la matrice (Ghent et al., 1987; Guiraud et al., 1987). La réaction (1) peut également expliquer ces observations.

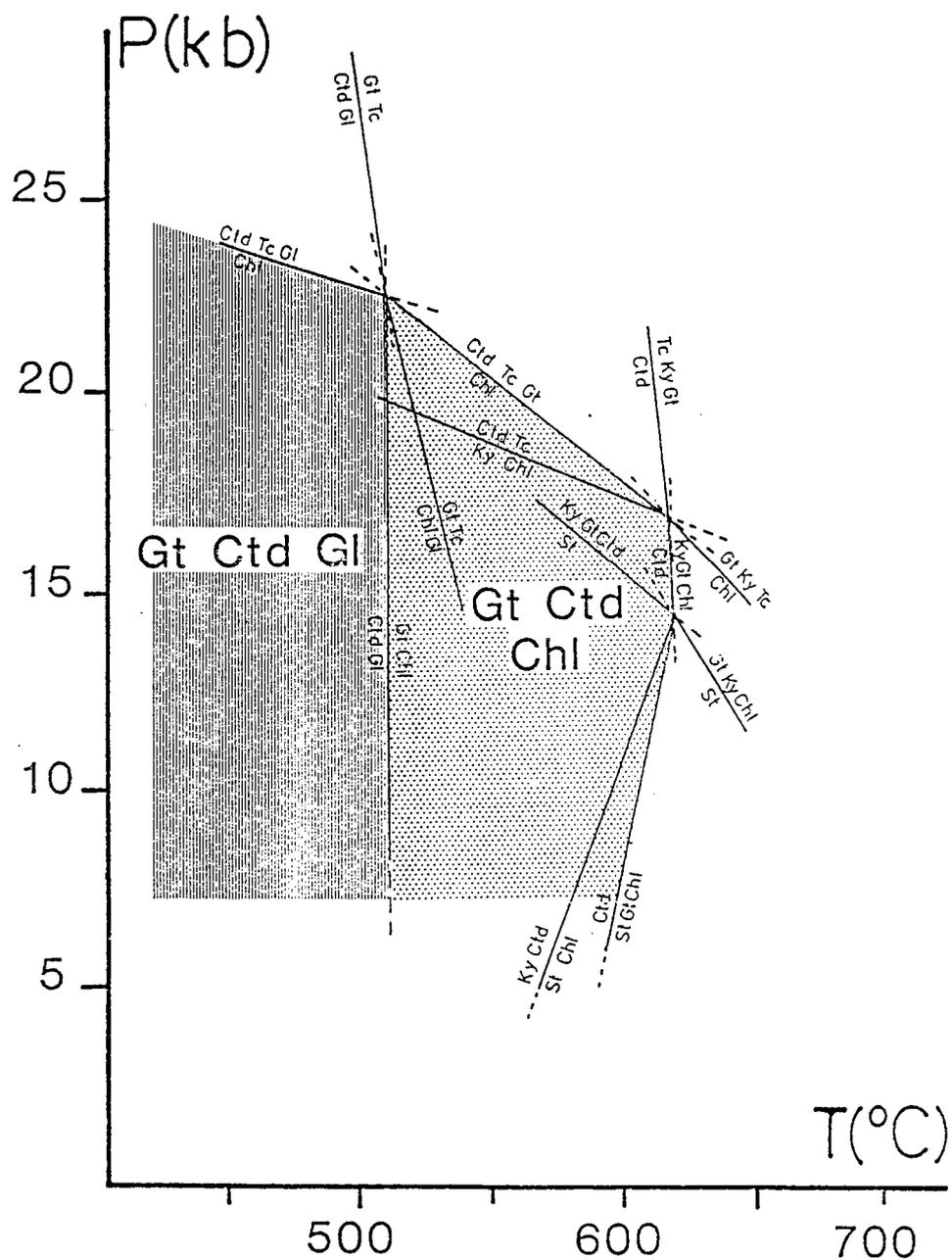
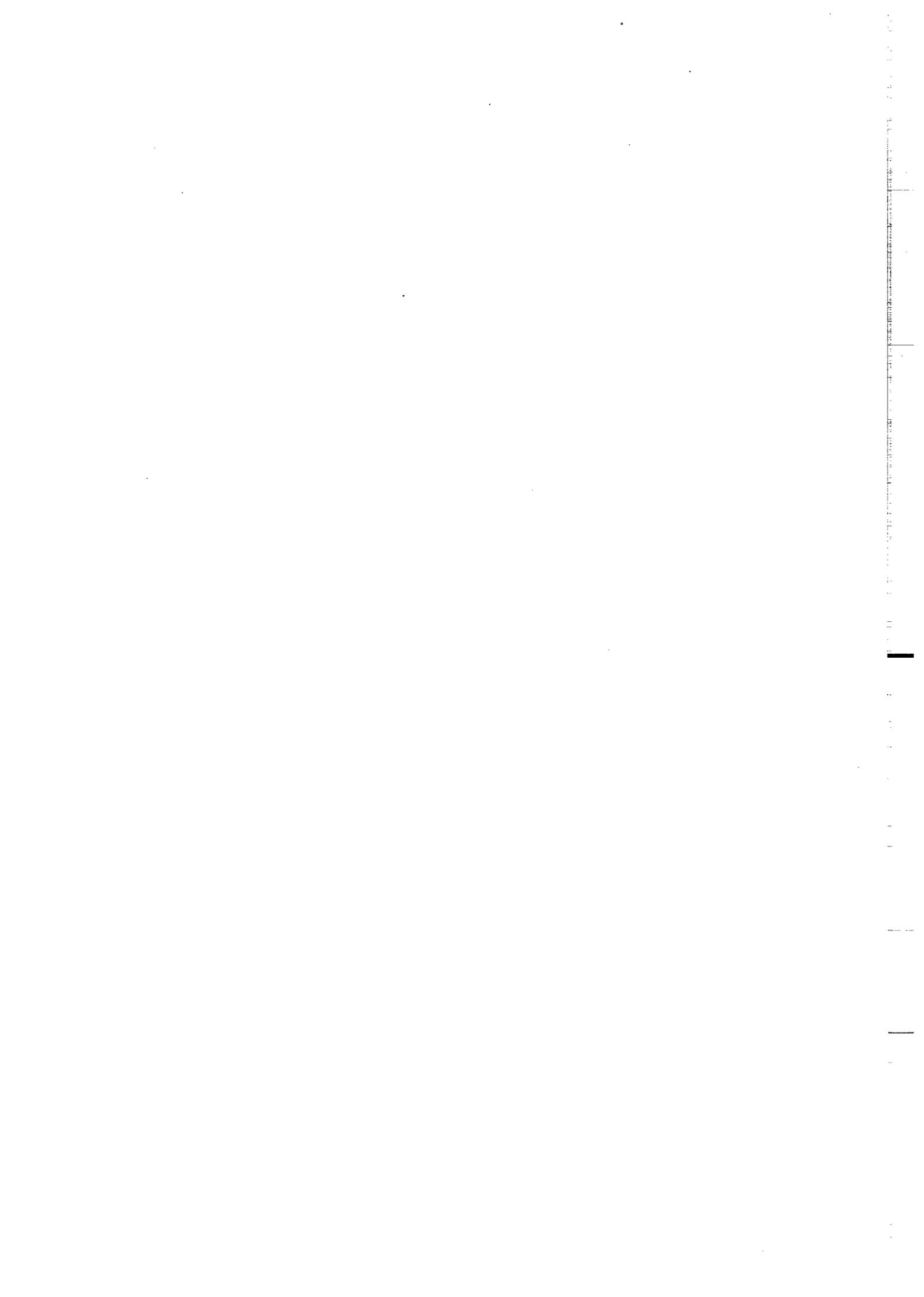


Fig.2.18. Place de la réaction (1) dans le multisystème FMNASH (paragonite et quartz en excès, $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$) et domaine probable de stabilité de l'association Gt + Ctd + Chl dans les métapélites à quartz et paragonite. Ce domaine est limité à basses températures par l'apparition de l'association Gt + Ctd + Gl.

5. Conclusion

La mise au point d'un nouveau multisystème KFMASH montre une compatibilité entre les relations de phases prédites par le multisystème et les assemblages observés dans les métapelites de haute pression. Quatre associations critiques ont été distinguées: il s'agit de Gt + Chl + Ky, Gt + Tc + Ky a relativement hautes températures ($> 600\text{ }^{\circ}\text{C}$) et de Gt + Ctd + Tc et Gt + Ctd + Chl a relativement basses températures ($< 600\text{ }^{\circ}\text{C}$). A plus basses températures ($500\text{ }^{\circ}\text{C}$), l'association Gt + Ctd + Chl disparaît au profit de l'association Gt + Ctd + Gl.



III EVOLUTION P-T DES "MICASCHISTES ECLOGITIQUES"

1. Le métamorphisme antéalpin

Bien que généralement totalement éclogitisées, les "micaschistes éclogitiques" contiennent parfois des volumes de roches préservés de la déformation et des transformations éclogitiques.

Certaines de ces reliques ont été étudiées par Lardeaux (1981). Les conditions P-T d'équilibration sont estimées à 8-10 kbar et 700-800 °C.

Dans la région du Monte Mucrone, des reliques ont été découvertes (Compagnoni et al., 1977b; Dal Piaz et al., 1983; Hy, 1984).

Enfin, au Sud (Vallée de l'Orco), Pognante et al. (1987) ont également observé des paragenèses antéalpines dans des métagabbros. Une "température de blocage" de 800 °C et une pression inférieure à 8-10 kbar ont été proposées.

En raison de l'intensité des transformations éclogitiques, nos propres observations ne permettent pas d'estimer les conditions P-T du métamorphisme antéalpin. Aux incertitudes près, les conditions P-T estimées par Lardeaux (1981), Dal Piaz et al. (1983) et Pognante et al. (1987) sont les mêmes que dans la zone d'Ivrée et la IIDK. A la différence de ces deux unités, les "micaschistes éclogitiques" sont intrudés par des granitoïdes permien (Paquette, 1987). La présence d'un métamorphisme de contact autour des granites a été proposée (Dal Piaz et al., 1972; Compagnoni et al., 1977a). La mise en place de ces granitoïdes s'est probablement faite alors que l'unité des "micaschistes éclogitiques" avait une position relativement élevée dans la croûte apulienne.

2. L'évolution alpine prograde.

Différents critères nous permettent de préciser l'évolution alpine prograde de l'unité des "micaschistes éclogitiques":

- Au Sud de l'unité, la présence de pseudomorphoses de lawsonite (Liebeaux, 1975; Minnigh, 1978; Pognante et al., 1980; Spalla et al., 1983; Pognante et al., 1987). La lawsonite est pseudomorphosée par des phases de HP/BT (Liebeaux, 1975). L'interprétation de ces pseudomorphoses est cependant délicate (Pognante et al., 1987) (Fig.2.19):

- 1- La courbe de déstabilisation de la lawsonite peut être franchie au cours du trajet prograde ou durant l'histoire rétrograde.

- 2- L'activité de l'eau peut varier. La courbe de déstabilisation de la lawsonite étant une réaction de déshydratation, celle-ci se déplace vers les basses températures si l'activité de l'eau diminue. A conditions P-T fixées, la courbe de déstabilisation peut donc être franchie par simple diminution de l'activité de l'eau.

- La présence de phases en inclusion dans le grenat (par exemple de la zoisite) et absentes de l'assemblage éclogitique final témoigne également de l'évolution prograde.

- L'étude de la zonation des phases minérales est un moyen élégant de quantifier l'évolution prograde (e.g. Spear et Selverstone, 1983). L'étude de la zonation du grenat dans les roches de composition quartzo- feldspathiques a permis à Koons (1982, 1986) de montrer que le "pic" du métamorphisme a été atteint avec augmentation conjointe de la pression et de la température (Fig.2.20). En raison des incertitudes existantes sur les propriétés thermodynamiques des différentes phases observées, cette évolution demeure qualitative (Koons, 1986).

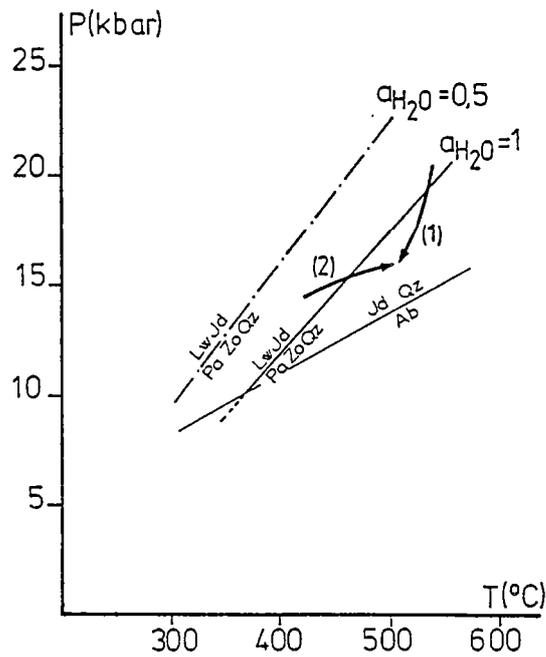


Fig. 2.19. Position dans l'espace P-T de l'équilibre $Lw + Jd = Pa + Zo + Qz$ en fonction de l'activité de l'eau. (1) déstabilisation de la lawsonite lors d'un trajet rétrograde., (2) déstabilisation de la lawsonite lors d'un trajet prograde.

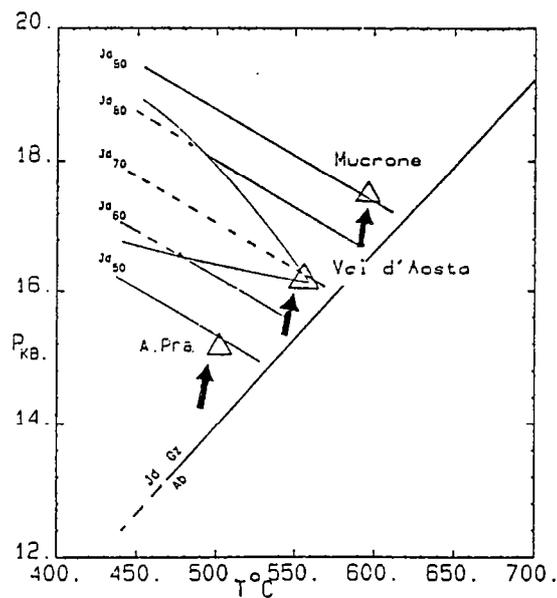


Fig.2.20. Conditions d'équilibration (triangle) et évolution prograde (flèche) dans divers échantillons de l'unité des "micaschistes éclogitiques" (d'après Koons, 1985).

Dans les "micaschistes éclogitiques", le "pic" du métamorphisme est donc atteint avec augmentation de pression et de température.

3. Le métamorphisme éclogitique.

3.1 Introduction.

L'unité des micaschistes éclogitiques" représente pour les pétrologues un trésor qu'ils ne se sont pas fait faute de piller. De nombreux travaux se sont portés sur les conditions P-T du métamorphisme éclogitique. Elles sont maintenant bien connues, en particulier dans la partie centrale de l'unité, où elles sont de l'ordre de 15-18 kbar pour 550-600 °C (Compagnoni, 1977; Reinsch, 1979; Koons, 1982 et 1986; Hy, 1984, Vuichard et Ballèvre, 1988) (Fig.2.21). Les méthodes utilisées ainsi que les roches étudiées sont suffisamment nombreuses et variées pour que ces données puissent être considérées comme fiables.

Différents travaux montrent cependant que les conditions P-T varient au sein de l'unité des "micaschistes éclogitiques".

- Au Nord de la zone Sesia-Lanzo les associations éclogitiques sont inconnues et le métamorphisme schiste vert est parfois considéré comme éoalpin (Dal Piaz et al., 1972; Lattard, 1974; Compagnoni et al., 1977b). Les observations de Lardeaux et al. (1983) contredisent clairement cette hypothèse: dans la région de Boccioletto, les méta-granitoïdes ("gneiss Sesia") contiennent outre phengite, feldspath potassique, albite, épidote ferrique, grenat, stilpnomélane et allanite, des pyroxènes vert-bleutés qui se révèlent être des ferro-omphacites. La paragenèse est $Qz + Ab + Omph + mPh + Gt$ (Lardeaux et al., 1983b). Les pyroxènes les plus substitués contiennent 40 % de molécules de jadeite. Les conditions de cristallisation sont plus faibles en pression et égales ou légèrement inférieures en température à celles estimées au Sud de l'unité (Lardeaux et al., 1983b). La pression de cristallisation est définie par la stabilité de l'association $Jd_{40} + Ab + Qz$. La pression de cristallisation devait donc être de l'ordre de 13 kbar.

Ces observations montrent la présence d'un épisode de HP/BT antérieurement au développement des "paragenèses schiste vert". Par analogie avec la région du Mt Mucrone, l'épisode de HP/BT est probablement éoalpin, la rétro-morphose est donc plus tardive.

- Au Sud de la zone Sesia-Lanzo, les conditions exactes du métamorphisme éclogitique sont encore assez mal connues. Dans la vallée de l'Orco, Pognante et al. (1987) propose des conditions de l'ordre de 500 °C et 16 kbar. Le Sud de la zone Sesia-Lanzo est caractérisé par la présence de pseudomorphose de lawsonite. la lawsonite était-elle stable lors du "pic" du métamorphisme? Quelle que soit la réponse à cette question, il semble que la température d'équilibration lors du climax du métamorphisme soit plus faible au Sud de l'unité des "micaschistes éclogitiques" que dans la partie médiane. Une valeur minimale de la pression est fournie par l'équilibre $ab = jd + qz$.

D'autres arguments renforcent l'idée d'une zonation métamorphique dans l'unité des "micaschistes éclogitiques".

- Velde et Kiénast (1973) puis Liebeaux (1975) ont montré que les phengites étaient en moyenne plus substituées au Sud qu'au Nord des "micaschistes éclogitiques". Cette information doit être manipulée avec précaution: l'équilibre contrôlant la substitution celadonitique des phengites dans ces roches n'est pas $celadonite = microcline + phlogopite + quartz + H_2O$ qui a été calibré expérimentalement par Velde (1967) puis Massone et Schreyer (1987).

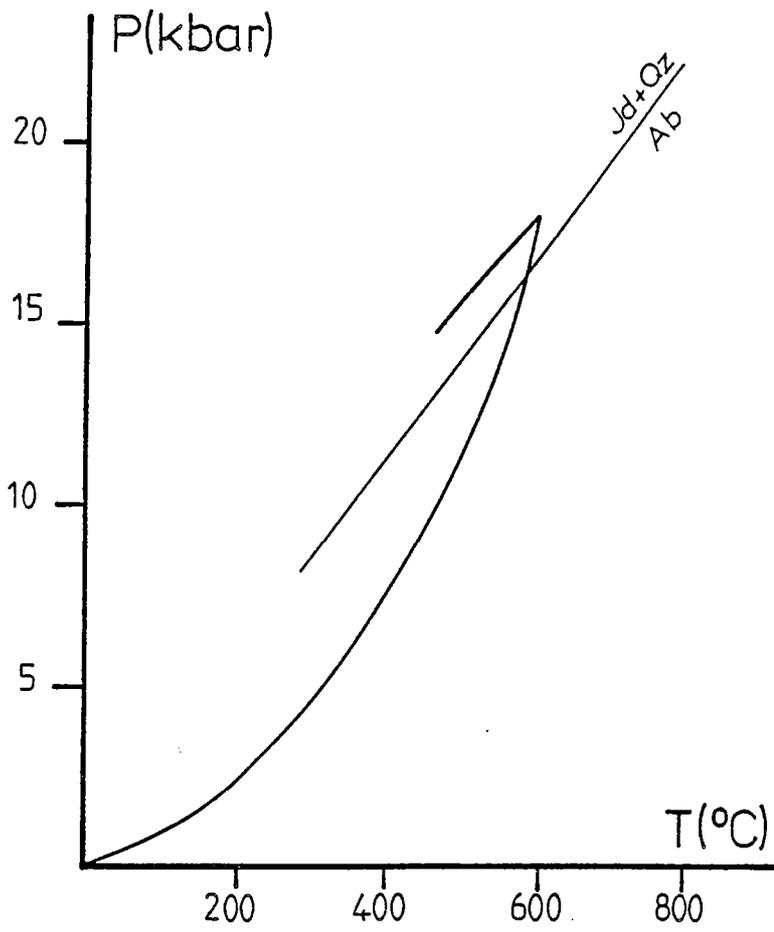


Fig.2.21. Evolution P-T des "micaschistes éclogitiques" d'après Hy et al. (1988) et Koons (1985).

- Liébeaux (1975) montre que les pyroxènes sont plus jadeïtiques au Sud qu'au Nord de la zone Sesia-Lanzo. Là encore, on doit rester prudent; l'albite n'apparaissant que lors de la rétrogenèse, la courbe $Ab = Jd + Qz$ sera l'indicateur d'une pression minimale. De plus le chimisme du pyroxène est fonction du chimisme de la roche. On remarquera toutefois que, quelle que soit la lithologie, la jadeïte est absente au Nord de la zone Sesia-Lanzo.

- Koons (1986) met en évidence une différence de condition métamorphique entre le Mt Mucrone, le Val d'Aoste et le Valchiusella. Compte tenu des incertitudes sur les données thermodynamiques, cette différence est surtout qualitative. Elle est suffisamment grande pour être significative (Fig.2.20).

L'observation des métapelites confirme l'existence d'une zonation dans la zone Sesia-Lanzo:

- L'association $Gt + Ctd + Ky$ n'est connue que dans le Val d'Aoste (Pognante et al., 1980; Vuichard et Ballèvre, 1988) et dans la région du Mt Mucrone (Dal Piaz et al, 1972; Compagnoni, 1977; Hy, 1984). Rappelons que cette association est limitée à basses températures par la réaction: $FeCtd = Alm + Ky$ (en présence de qz , H_2O en excès). L'absence de l'association $Gt + Ctd + Ky$ au Sud et au Nord de l'unité semble indiquer des températures (et/ou des pressions) plus faibles dans ces régions que dans la partie centrale des "micaschistes éclogitiques".

- La présence de l'association $Gt + Gl + Ctd$ avec quartz et paragonite au Sud de l'unité est également un indice de température plus faible au Sud de l'unité.

Les données précédentes montrent que la température de l'équilibration éclogitique est plus faible au Sud que dans la partie médiane des "micaschistes éclogitiques". Les données actuelles ne permettent pas une estimation des variations de pression entre le Sud de l'unité et le Val d'Aoste. Au Nord de l'unité, la pression est probablement plus faible que dans la partie médiane, la jadeïte n'ayant jamais été observée.

4. Evolution rétrograde des "micaschistes éclogitiques".

L'évolution rétrograde des "micaschistes éclogitiques" est marquée par la cristallisation d'assemblage du faciès schiste vert. Les conditions de la rétrogenèse ont été estimées à environ 7-9 kbar et 400-425 °C par Hy (1984), dans la région du Mt Mucrone (Fig.20). L'apparition d'une deuxième génération de lawsonite au Sud de la zone Sesia-Lanzo est également à rapporter à la rétrogenèse. La lawsonite rétrograde est coexistante avec chlorite + amphibole verte + epidote + quartz. Cette deuxième génération de lawsonite n'est observable qu'au Sud de la zone Sesia-Lanzo (Caron et Saliot, 1969; Liébeaux, 1975). Elle pourrait théoriquement apparaître plus au Nord: le chemin P-T proposé par Hy (1984) pour la région du Mt Mucrone, n'est en effet pas incompatible avec l'apparition de lawsonite rétrograde. L'absence de cette phase au Nord des "micaschistes éclogitiques" peut être, en partie au moins, expliquée par une activité de l'eau faible lors de la rétrogenèse.

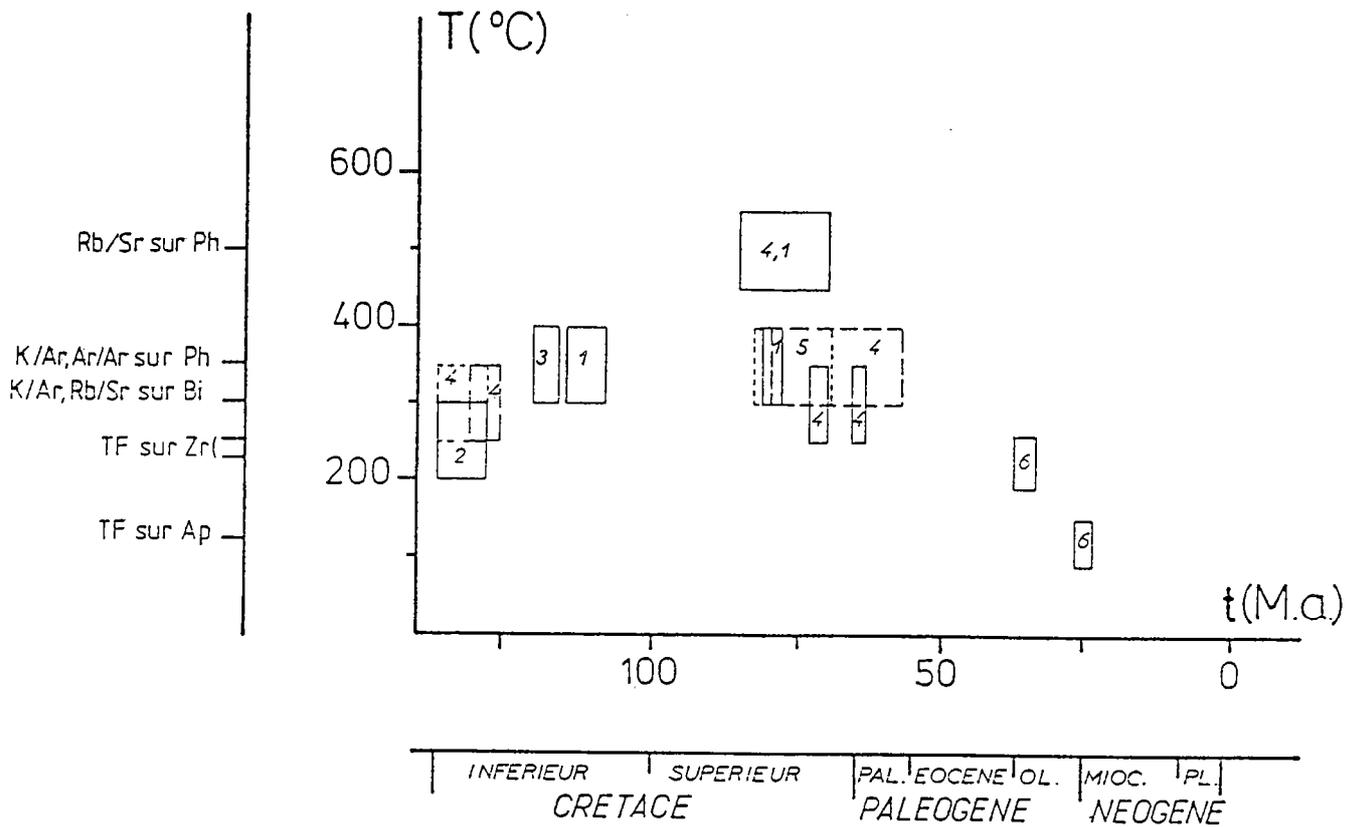


Fig.2.22. Les données géochronologiques dans la zone Sesia-Lanzo (source des données, Tab.2.1).

Ech	Roche	Méthode (T de fermeture)	Age	Source
	métagranite	Rb/Sr roche totale	129 ± 15	4
KAW485	éclogite	Rb/Sr phengite (500 ± 50)	71 ± 14	1
KAW989			71 ± 2	4
			85 ± 1	4
	micaschiste	Ar/Ar phengite (350 ± 50)	118 ± 2	3
KAW485	éclogite	K/Ar phengite	62 ± 3	1,4
			69 ± 3	1
KAW683	éclogite		159 ± 10	1
			163 ± 9	1
KAW684	"glaucophane-éclogite"		108 ± 6	1
KAW685	"phengite-schist"		79 ± 3	1
KAW989	"phengite-gneiss"		71 ± 3	1
			68-86	5
KAW1227	"E.M.C.R"	Rb/Sr biotite (300 ± 50)	133 ± 6	4
KAW988	métagranite		66 ± 1	4
KAW1227	"E.M.C.R"		129 ± 6	4
	métagranite	TF zircon (250 ± 50)	133 ± 6	2
KAW988	métagranite	(225 ± 35)	36 ± 2	6
KAW987	métagranite		35 ± 2	6
KAW988	métagranite	TF apatite (120 °C)	25.7 ± 1.5	6

Tab.2.1. Synthèse des données géochronologiques au Mt Mucrone: d'après Hunziker, 1974 (1), Carpena, 1984 (2), Hy, 1984 (3), Oberhansli et al., 1985 (4), Stöckert et al., 1985 (5), (6) Hurford et Hunziker, 1985 (6).

5. Les données géochronologiques

De nombreux travaux de géochronologie ont été effectués dans l'unité des "micaschistes éclogitiques" (Tab.2.1). Les âges obtenus présentent une forte dispersion, que n'explique pas les "températures de fermeture" généralement adoptées pour chaque système (Fig.2.22).

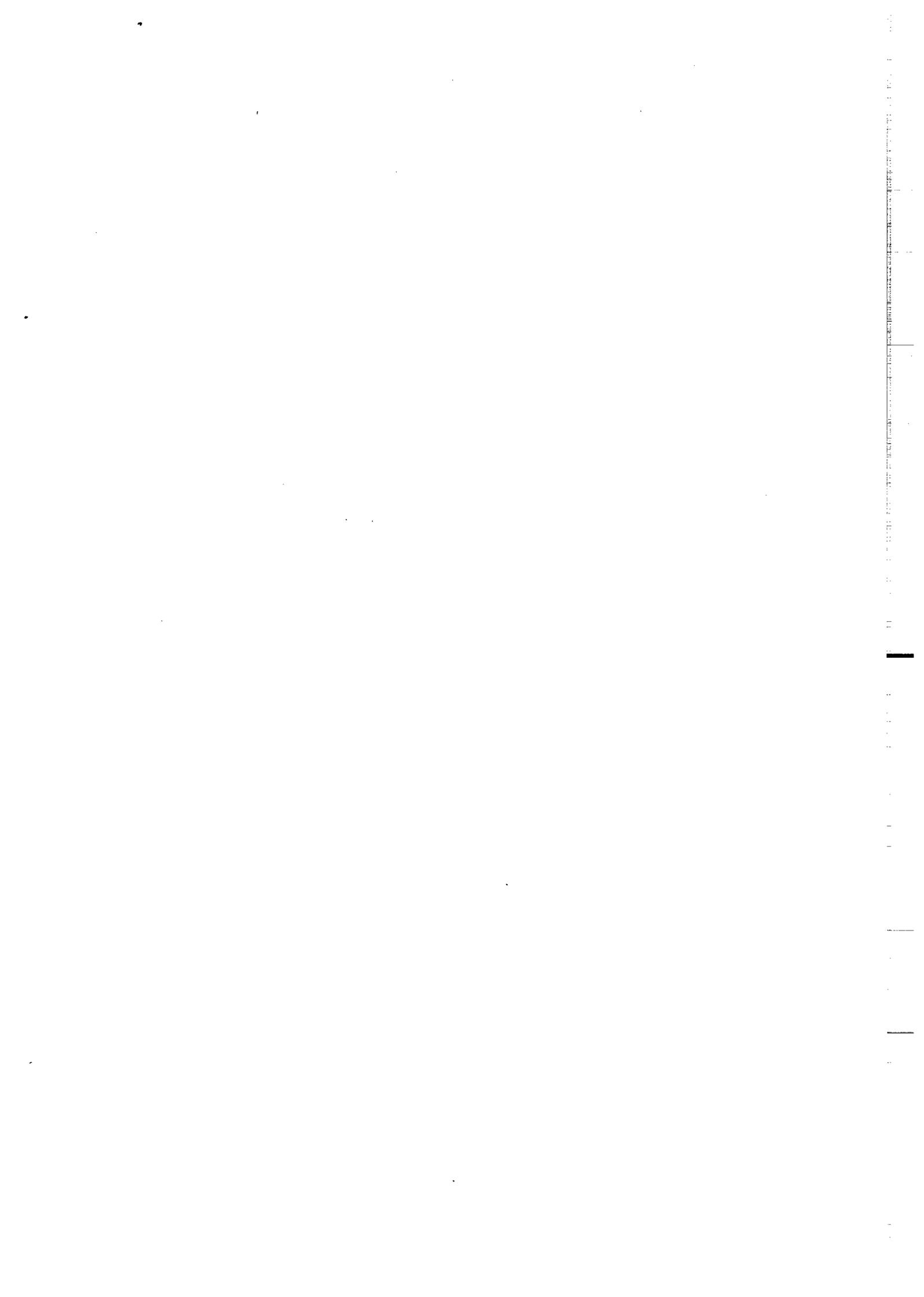
Une isochrone Rb/Sr sur roche totale donnant un âge de 129 \pm 15 M.a. a été obtenu sur le granite du Mt Mucrone (Oberhansli et al., 1985). Cette age a été recalculé par Paquette (1987) qui obtient 133 \pm 55 M.a..

Un âge Crétacé est généralement accepté pour le métamorphisme éclogitique dans la zone Sesia-Lanzo (Compagnoni et al., 1977b; Lardeaux et al., 1982; Oberhansli et al., 1985; Hy et al., 1988).

6. Conclusion

L'évolution métamorphique de l'unité des "micaschistes éclogitiques" est résumée sur la figure 2.21, construite d'après Hy et al. (1988) et Koons (1985). L'évolution prograde des "micaschistes éclogitiques" est marquée par une augmentation de la température et de la pression, et la cristallisation d'assemblages à lawsonite. Le métamorphisme éclogitique se traduit par la cristallisation d'associations à Gt + Ctd + Ky et à Gt + Ctd + Chl, dans les métapélites. La présence de ces deux associations, ainsi que la chimie des phases, indiquent des conditions P-T de l'ordre de 550 - 600 °C et 16 -18 kbar pour le "pic" du métamorphisme dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". Ces estimations sont en accord avec les travaux antérieurs (e.g. Reinsch, 1979; Lardeaux, 1981; Hy, 1984; Hy et al., 1988).

Le trajet rétrograde des "micaschistes éclogitiques" est marquée par une chute conjointe de la pression et de la température. Au Sud de l'unité, une deuxième génération de lawsonite apparaît.



IV EVOLUTION P-T DE LA IIDK

1. Conditions P-T du métamorphisme antéalpin.

Des trois unités constituant la zone Sesia-Lanzo, la IIDK est celle dans laquelle la préservation des paragenèses antéalpines est la meilleure. La IIDK est métamorphisée à la transition entre les faciès amphibolite et granulite (Bertolani, 1971; Dal Piaz et al., 1971; Gosso, 1977). Une étude pétrographique détaillée a été effectuée par Bertolani (1971) dans le lambeau le plus septentrional de la IIDK. Il y observe un gradient de métamorphisme, le Nord de ce lambeau étant métamorphisé en conditions granulitiques alors que le Sud l'est en faciès amphibolite de haut grade. Une estimation quantitative des conditions P-T du métamorphisme antéalpin dans la IIDK a été réalisée (Vuichard, 1987), afin de fournir une base de comparaison avec les unités équivalentes des Alpes occidentales (série de Valpelline dans la nappe de la Dent-Blanche et zone d'Ivrée dans le domaine Sudalpin). Ce travail est reproduit en annexe. Seules les conclusions sont résumées ici. L'échantillon étudié est une métapélite (kinzigite) où la préservation de la paragenèse antéalpine est particulièrement bonne. La paragenèse primaire est quartz + plagioclase + grenat + biotite + sillimanite + ilménite. L'étude de la composition chimique du grenat montre que celui-ci présente une forte zonation qui peut être décomposée en deux parties. La première, au cœur du grenat, est probablement une zonation de croissance (Tracy, 1982). La deuxième partie est observée en bordure et peut être interprétée comme une zonation de diffusion (Tracy, 1982). L'analyse de la chimie des phases montre que les conditions P-T d'équilibration de la paragenèse primaire sont d'environ 6 kbar et 700-750 °C (Fig.2.23). L'activité de l'eau est inférieure à 1. La zonation en bordure du grenat traduit une chute de la température jusqu'à des valeurs de l'ordre de 500 °C.

Les paragenèses observées témoignent d'un métamorphisme à la limite des faciès amphibolite et granulite et sont comparables aux paragenèses de la partie orientale de la zone d'Ivrée (Menhart, 1975; Schmid et Wood, 1976; Zingg, 1980 et 1983).

2. Evolution prograde de la IIDK durant le métamorphisme alpin.

Lardeaux (1981), a proposé pour la IIDK, un passage direct de conditions métamorphiques de haut grade (transition amphibolite - granulite faciès) à des conditions éclogitiques. L'étude du métamorphisme antéalpin dans la IIDK (Vuichard, 1987), ainsi que dans la zone d'Ivrée (Zingg, 1983) montre qu'un refroidissement des unités granulitiques austroalpines et Sudalpines a probablement eu lieu antérieurement à la collision. Des rééquilibrations jusqu'à des températures de l'ordre de 500 °C ont été observées (Zingg, 1980 et 1983; Vuichard, 1987). De plus, la conservation de zonations de croissance au cœur du grenat est incompatible avec la persistance de conditions de haut grade pendant 100 Ma (Ganguly et Chakraborty, 1987). Enfin, si on admet que les âges Rb/Sr et K/Ar sur biotites correspondent à des températures de fermeture des systèmes isotopiques, la température de 350 °C a été franchie vers 170-200 M.a. dans la IIDK et la zone d'Ivrée (Hunziker, 1974; Hunziker et Zingg, 1980). Toutefois, ces âges peuvent également être des âges intermédiaires entre les événements hercyniens et alpins, les systèmes isotopiques ayant été partiellement ouverts lors du dernier événement (Pin et Vielzeuf, 1983).

Aucun argument ne permet de définir de façon certaine la forme du chemin prograde de la IIDK lors du métamorphisme alpin.

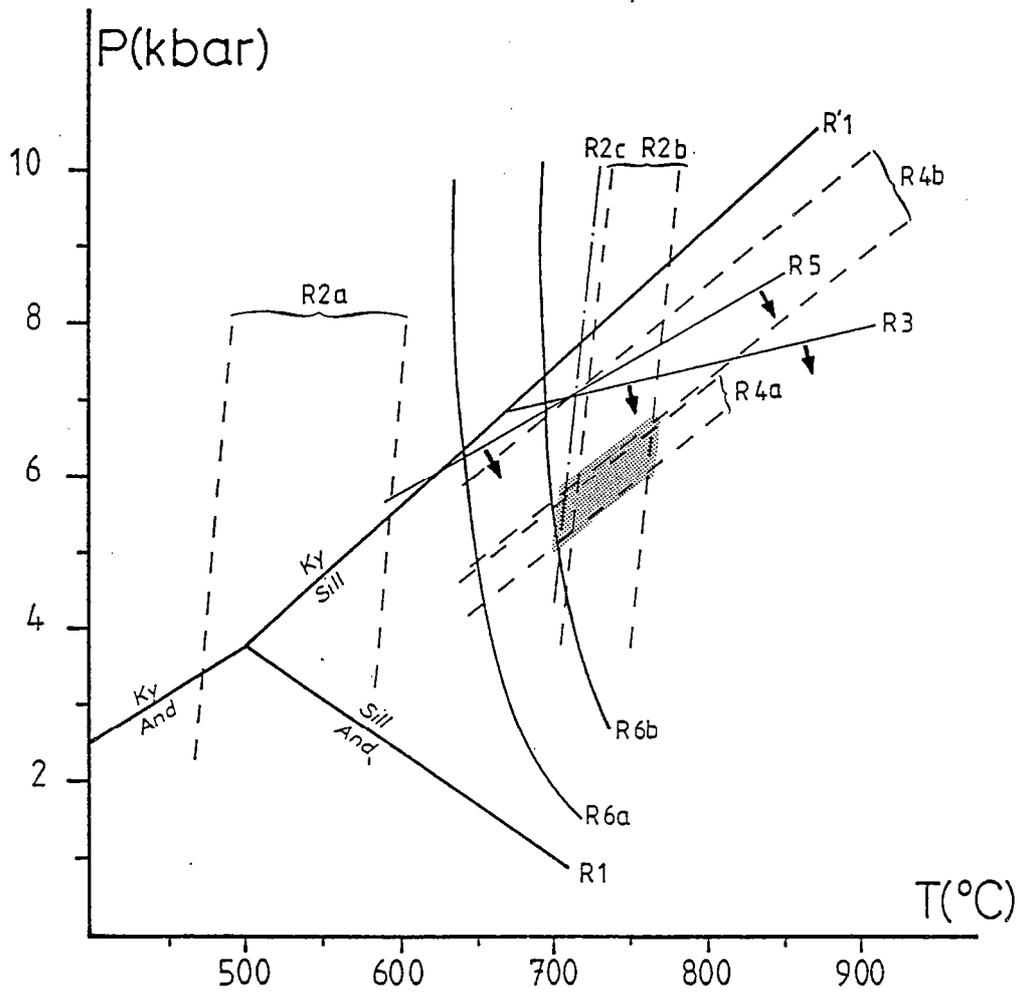


Fig.2.23. Conditions P-T du métamorphisme antéalpin dans la IIDK. Légende des courbes d'équilibre Tab.6.

	Equilibres	Sources
R1	$\text{sil} = \text{and}$	Holdaway (1971)
R'1	$\text{sil} = \text{ky}$	Holdaway (1971)
R2	$\text{pyr} + \text{ann} = \text{alm} + \text{phl}$	Ferry et Spear (1970), Indares et Martignole (1985a)
R3	$\text{alm} + 3 \text{ru} = \text{sil} + 3 \text{ilm} + 2 \text{qz}$	Bohlen et al. (1983), Lang et Rice (1985)
R4	$3 \text{gr} = \text{an} + 2 \text{sil} + \text{qz}$	Newton et Haselton (1981)
R5	$\text{gr} + 2 \text{alm} + 6 \text{ru} = 6 \text{ilm} + 3 \text{an} + \text{qz}$	Dahlen et Liotta (1986)
R6a	$\text{qz} + \text{or} + \text{an} + \text{H}_2\text{O} = \text{L}$	Johannes (1984, 1985)
R6b	$\text{qz} + \text{pl} + \text{H}_2\text{O} = \text{L}$	Johannes (1985)

Tab.2.2. Sources des données utilisées pour la construction de la figure 2.23.

3. Estimation des conditions P-T du métamorphisme éclogitique dans la IIDK.

3.1. Introduction

L'estimation des conditions P-T du métamorphisme éclogitique a fait l'objet des travaux de Lardeaux (1981) qui propose des valeurs de l'ordre de 14-15 kbar pour 500 °C. Les géothermobaromètres utilisés sont les échanges $FeMg_{gt}^{-1} = FeMg_{ph}^{-1}$ (Krogh et Raheim, 1978) et $FeMg_{gt}^{-1} = FeMg_{px}^{-1}$ (Ellis et Green, 1979). Ces estimations sont relativement imprécises, en raison notamment de la forte teneur du pyroxène en fer ferrique (30 à 50 % du fer total). Elles ne permettent pas de mettre en évidence une différence de conditions P-T entre la IIDK et les "micaschistes éclogitiques". Pour mettre en évidence une telle différence, nous allons comparer le chimisme des phases de paragenèses semblables, divariantes, appartenant à chacune des unités. Les échantillons servant de base à cette étude sont ASC 16 ("micaschistes éclogitiques") et LOO 6 (IIDK, Fig.2.24). Ce dernier échantillon provient d'une zone de cisaillement situé à l'intérieur de la IIDK, dans la vallée de Loo (Fig.2.24). Seules la pétrographie et la minéralogie de cet échantillon seront décrites, l'échantillon ASC 16 ayant déjà été décrit (Vuichard et Ballèvre, 1988).

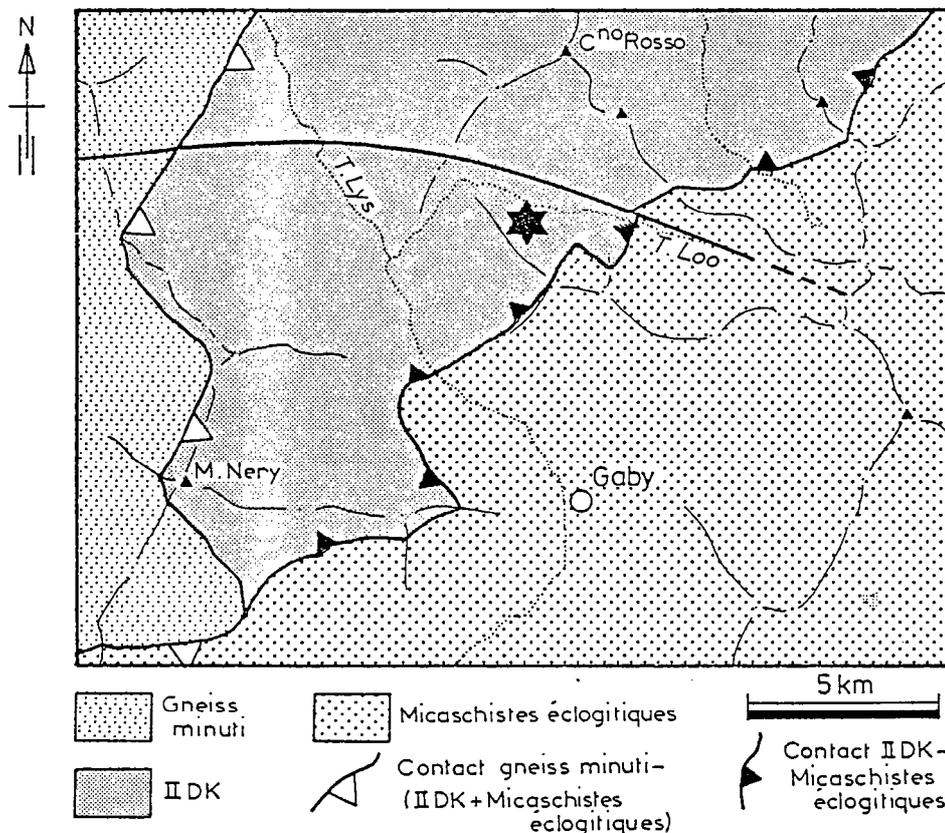


Fig.2.24. Localisation de l'échantillon LOO6 (étoile pleine).

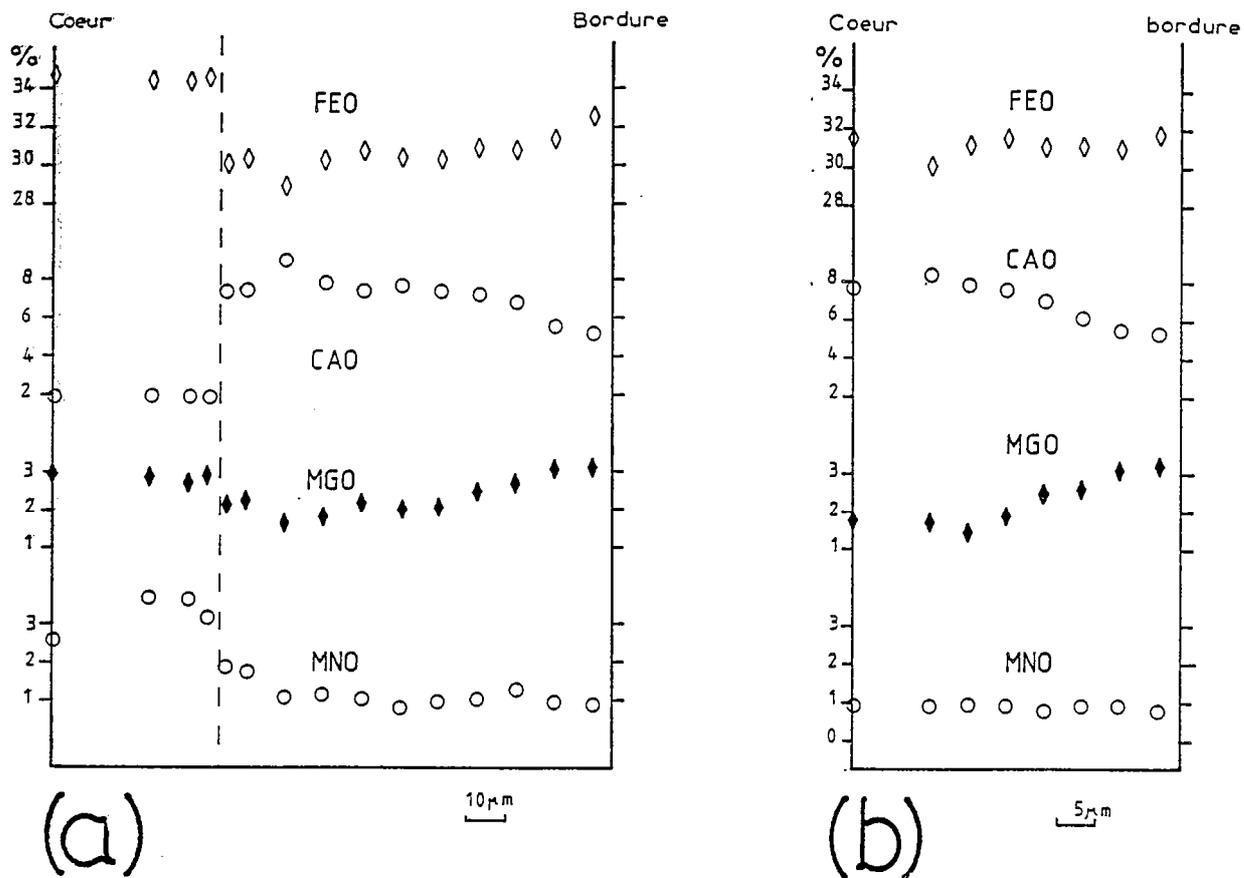


Fig.2.25. Zonation du grenat. (a) Grenat à coeur antéalpin et bordure alpine. Notez la saute de composition à la limite entre des domaines (ligne tiretée). (b) Grenat alpin.

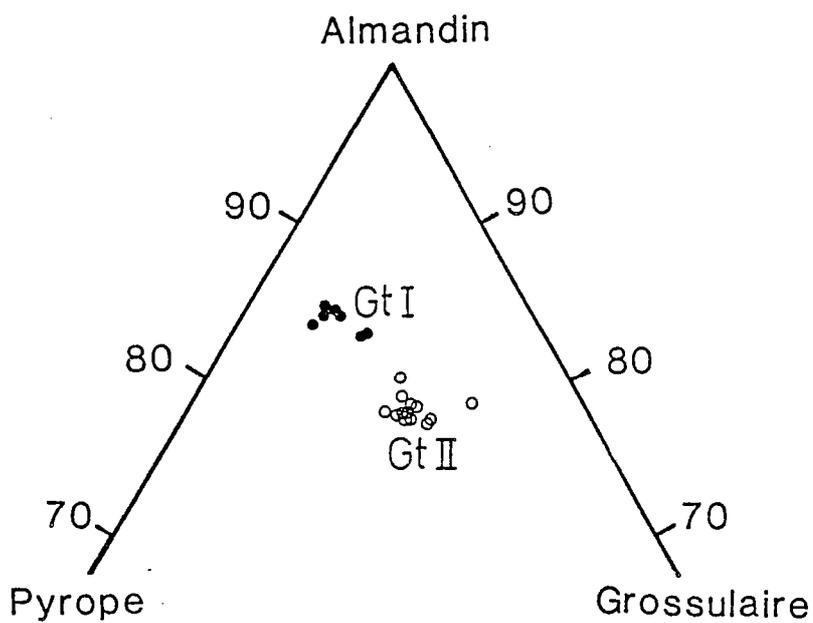


Fig.2.26. Composition des grenats de l'échantillon LOO6 dans un diagramme ternaire almandin, pyrope, grossulaire.

Grenat						
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38.34	37.90	38.05	38.46	38.61	37.84
TiO ₂	00.00	00.00	00.00	00.10	00.04	00.00
Al ₂ O ₃	21.49	21.66	21.55	21.61	22.53	21.72
Cr ₂ O ₃	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00
FeO	34.14	33.47	34.38	31.63	31.68	32.18
MnO	03.62	03.65	03.24	00.86	00.66	00.78
MgO	02.91	02.74	02.99	03.25	03.03	03.58
CaO	01.72	01.80	01.82	05.27	05.32	05.03
Na ₂ O	00.09	00.12	00.01	00.02	00.09	00.10
K ₂ O	00.00	00.00	00.00	00.03	00.04	00.00
Total	102.32	101.34	102.02	101.22	101.99	101.24
Cations pour 12 oxygènes						
Si	3.015	3.006	3.001	3.016	2.999	2.969
AlIV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.031
	3.015	3.006	3.001	3.016	3.000	3.000
AlVI	1.993	2.025	2.004	1.999	2.062	1.978
Ti	0.000	0.000	0.000	0.006	0.002	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022
	1.993	2.025	2.004	2.005	2.064	2.000
Fe ²	2.246	2.220	2.268	2.075	2.058	2.090
Mn	0.241	0.245	0.217	0.057	0.044	0.052
Mg	0.341	0.324	0.351	0.380	0.351	0.419
Ca	0.145	0.153	0.154	0.443	0.443	0.423
Na	0/014	0.018	0.001	0.003	0.014	0.016
K	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000
	2.988	2.960	2.991	2.960	2.913	3.000

Tab.2.3 Analyses représentatives de grenat. (1, 2, 3) grenat antéalpin; (4, 5, 6) grenat alpin.

Chloritoïde						
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	24.47	24.74	24.39	24.85	25.30	24.96
TiO ₂	00.00	00.00	00.00	00.04	00.05	00.02
Al ₂ O ₃	41.51	41.71	41.48	41.89	42.07	41.97
Cr ₂ O ₃	00.02	00.07	00.05	00.04	00.18	00.10
FeO	22.23	23.16	21.98	20.62	20.81	21.86
MnO	00.05	00.00	00.04	00.06	00.22	00.00
MgO	03.79	03.56	04.17	04.80	04.75	04.48
CaO	00.05	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00
Na ₂ O	00.08	00.09	00.01	00.03	00.03	00.03
K ₂ O	00.00	00.04	00.00	00.01	00.03	00.06
Total	92.20	93.35	92.12	92.33	93.44	93.48
Cations pour 12 oxygènes						
Si	2.000	2.005	1.993	2.010	2.024	2.006
Ti	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.001
Al	4.001	3.984	3.996	3.994	3.968	3.976
Cr	0.001	0.004	0.003	0.002	0.011	0.006
Fe	1.520	1.569	1.502	1.395	1.392	1.470
Mn	0.004	0.000	0.002	0.004	0.015	0.000
Mg	0.462	0.429	0.508	0.579	0.567	0.537
Ca	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.012	0.014	0.001	0.004	0.004	0.004
K	0.000	0.004	0.000	0.001	0.003	0.006
Total	8.004	8.009	8.005	7.991	7.987	8.006

Tab.2.4 Analyses représentatives de chloritoïde. (1, 2, 3) coeurs; (4, 5, 6) bordures.

Chlorite				
	1	2	3	4
SiO ₂	26.58	26.52	25.41	24.44
TiO ₂	00.00	00.06	00.02	00.03
Al ₂ O ₃	21.11	21.35	21.16	21.73
Cr ₂ O ₃	00.05	00.00	00.24	00.07
FeO	22.00	20.40	29.30	28.66
MnO	00.02	00.08	00.15	00.21
MgO	17.82	18.98	13.10	12.63
CaO	00.00	00.03	00.05	00.04
Na ₂ O	00.05	00.10	00.15	00.08
K ₂ O	00.01	00.02	00.02	00.07
Total	87.63	87.53	89.59	87.96
Cations pour 28 oxygènes				
Si	5.489	5.443	5.353	5.241
Ti	0.000	0.008	0.003	0.005
Al	5.141	5.166	5.255	5.494
Cr	0.007	0.000	0.040	0.011
Fe	3.799	3.502	5.162	5.140
Mn	0.004	0.014	0.027	0.038
Mg	5.484	5.804	4.113	4.036
Ca	0.000	0.007	0.010	0.010
Na	0.018	0.038	0.060	0.033
K	0.004	0.005	0.005	0.018
Total	19.946	19.987	20.028	20.026

Tab.2.5. Analyses représentatives de chlorite. (1, 2) chlorite écolitique; (2, 3) chlorite rétomorphe.

Micas blancs							
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	46.87	47.67	49.80	49.85	50.20	47.49	46.95
TiO ₂	00.02	00.05	00.18	00.15	00.25	00.04	00.09
Al ₂ O ₃	40.28	41.29	31.29	29.38	29.91	36.48	36.73
Cr ₂ O ₃	00.00	00.04	00.00	0.171	00.00	00.00	00.00
FeO	01.45	00.47	02.05	01.77	01.99	00.90	01.22
MnO	00.04	00.00	00.00	00.00	00.05	00.12	00.03
MgO	00.10	00.08	02.52	03.24	03.01	00.60	00.58
CaO	00.08	00.06	00.02	00.00	00.05	00.02	00.00
Na ₂ O	06.55	06.65	00.39	00.46	00.45	00.74	00.74
K ₂ O	00.44	00.30	09.43	10.16	09.56	08.95	09.09
Total	95.84	96.61	95.68	5.17	95.47	95.34	95.44
Cations sur 22 oxygènes							
Si	5.956	5.969	6.557	6.634	6.634	6.228	6.169
Ti	0.002	0.005	0.018	0.015	0.025	0.004	0.009
Al	6.035	6.096	4.857	4.610	4.661	5.640	5.690
Cr	0.000	0.004	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000
Fe	0.154	0.049	0.226	0.197	0.220	0.099	0.134
Mn	0.004	0.000	0.000	0.000	0.006	0.013	0.004
Mg	0.020	0.014	0.495	0.643	0.594	0.117	0.114
Ca	0.011	0.008	0.003	0.000	0.007	0.003	0.000
Na	1.613	1.614	0.099	0.119	0.115	0.189	0.190
K	0.072	0.048	1.584	1.725	1.612	1.497	1.524
Total	13.867	13.807	13.839	13.961	13.874	13.79	13.83

Tab.2.6. Analyses représentatives de micas blancs. (1, 2) paragonite; (3, 4, 5) phengite; (6, 7) muscovite incluse dans un grenat I.

3.2. Pétrographie.

L'échantillon LOO 6 est une métapélite qui présente un litage métamorphique net marqué par l'alternance de niveaux riches en quartz et de niveaux riches en micas. La paragenèse symmétamorphe est quartz + phengite + paragonite + grenat + chloritoïde + chlorite + rutile; de l'apatite et du zircon sont également visibles. Malgré une recherche systématique à la microsonde, le talc n'a pas été observé.

- Deux générations de grenat sont optiquement distinguables:

Une première génération est définie par de gros grenats (1-3 mm) qui incluent parfois de l'ilménite, du quartz et un mica blanc. En bordure de ces grenats des inclusions de rutile sont visibles.

Une deuxième génération est constituée de petits grenats (0.1 - 1 mm), automorphes, en équilibre textural avec les phases matricielles et incluant souvent du rutile.

- Les grains de chloritoïde sont de taille moyenne (0.5 - 1mm) et sont allongés dans la schistosité. Il apparaissent assez peu colorés en lumière naturelle et présentent un pléochroïsme assez faible. Les macles polysynthétiques sont fréquentes. Le chloritoïde inclut souvent des grains de rutile.

- Deux générations de chlorite peuvent être optiquement distinguées:

La première génération (chlorite I) est clairement synchrone de la paragenèse de HP-BT alors que la chlorite II est secondaire.

La chlorite I se présente le plus souvent sous la forme de grains d'environ 0.2 - 1 mm, allongés dans la schistosité. Elle inclue fréquemment le rutile. En lumière naturelle elle apparaît très peu colorée. Elle polarise avec des teintes d'interférence dans les gris du premier ordre.

Une deuxième génération de chlorite apparaît parfois. Elle se développe aux dépens du grenat, du chloritoïde ou de la chlorite I. En lumière naturelle elle est colorée dans les verts et possède un pléochroïsme assez fort. Elle polarise avec des teintes anormales dans les bleu-violet.

3.3. Minéralogie.

La chimie des phases de l'échantillon LOO 6 a été étudiée à la microsonde Ouest (IFREMER, Brest). Les conditions analytiques sont: une tension d'accélération de 15 kV, une intensité de courant échantillon de 15 nA et un temps de comptage de 6 s. Les standards sont des minéraux naturels.

* Le grenat (Tab.2.3).

Deux générations de grenat ont été optiquement distinguées. Ces deux générations possèdent des compositions très différentes:

-Le coeur des gros grenats n'est pas zoné; le grenat est pour l'essentiel une solution solide entre les pôles almandin (0.77) et pyrope (0.12) les autres fractions étant beaucoup plus faibles (Tab.2.3, Fig.2.26).

C'est dans cette partie du grenat qu'est inclu l'ilménite et parfois le mica blanc. Ce mica blanc est une muscovite possédant une faible substitution tschermackitique (Si 3.15 - 3.20; Tab.2.6). En raison de ses caractères, cette association grenat, quartz, micas blancs, ilménite fait probablement partie d'un assemblage antéalpin.

-Le changement de chimisme entre la partie interne des gros grenats et la périphérie est spectaculaire (Fig.2.25 et 2.26). Les fractions almandin et spessartine chutent (respectivement 0.67 et 0.04), ainsi que dans une moindre mesure la fraction pyrope (0.08). La fraction grossulaire augmente fortement (0.20).

Une zonation chimique est ensuite visible: en se déplaçant vers la bordure, les fractions almandin et pyrope ainsi que le rapport $MgO/(FeO+MgO)$ augmentent. La fraction grossulaire

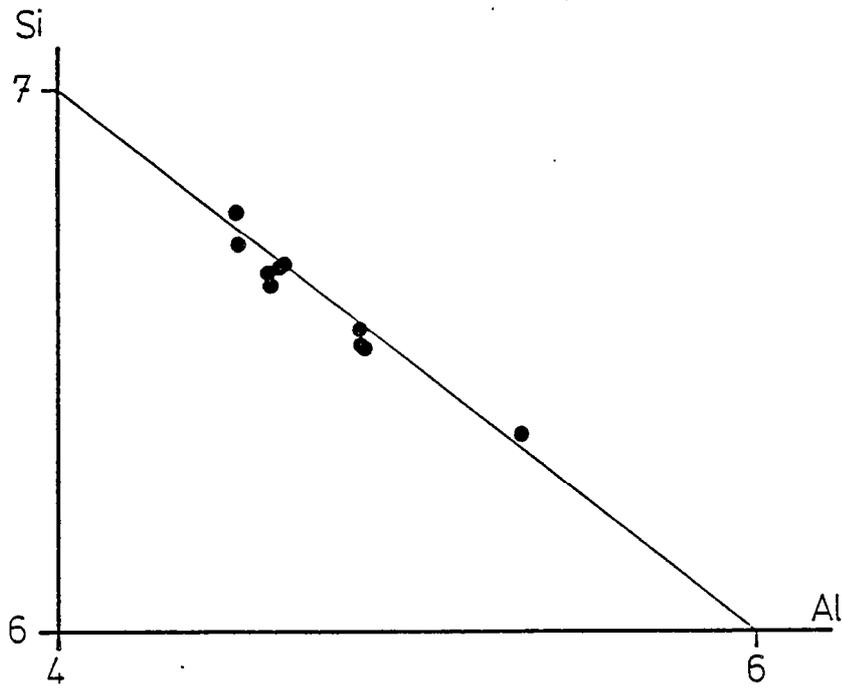


Fig.2.27. Composition des phengites de l'échantillon LOO6 dans un diagramme Si/Al.

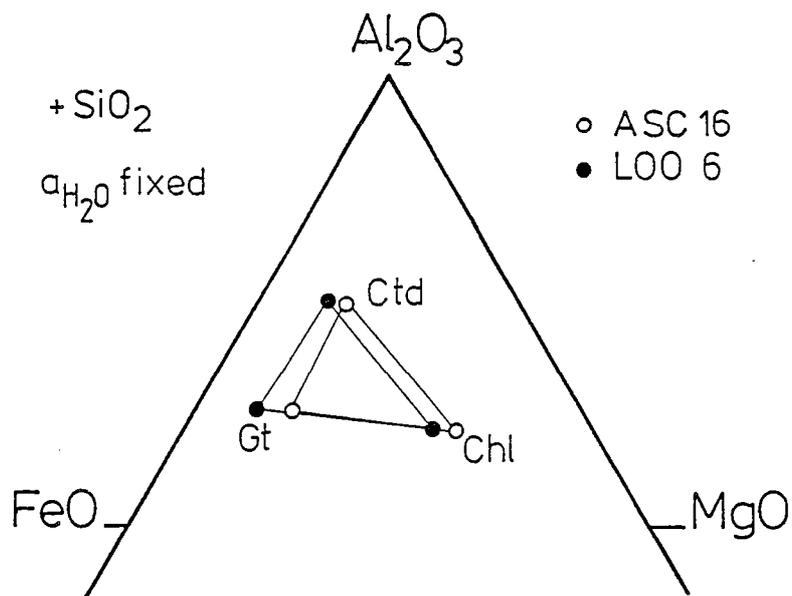


Fig.2.28. Représentation des assemblages des échantillons ASC16 et LOO6 dans un diagramme AFM.

diminue faiblement. Cette zonation est tout à fait semblable à celle développée dans les petits grenats (grenats II; Fig.2.25b); Elle peut être interprétée comme une zonation de croissance du grenat.

Les deux générations de grenat sont donc chimiquement distinguables. La première génération est formée par le coeur des gros grenats qui constituent en raison de leurs caractères chimiques et optiques des reliques de métamorphisme antéalpin. La deuxième génération est formée par les bordures des gros grenats et les petits grenats. Ces grenats sont alpins et font partie de la paragenèse de HP/BT.

- Les cristaux de chloritoïde présentent une zonation chimique (Tab.2.4), la bordure étant plus magnésienne ($X_{Mg} = 0.3$) que le coeur ($X_{Mg} = 0.2$). Les quantités de MnO sont toujours négligeables ($< 0.12\%$ poids).

Le nombre d'atomes d'aluminium étant plus élevé dans les sites octaédriques que dans les sites tétraédriques, le fer ferrique est probablement absent (Chopin, 1979).

- Les chlorites possèdent des chimismes assez contrastés qui sont fonction du site de croissance. Les chlorites primaires (chlorites I) sont assez magnésiennes ($X_{mg} = 0.60-0.65$), alors que les chlorites secondaires sont plus riches en fer, notamment lorsqu'elles croissent aux dépens du grenat (Tab.2.5). Celles-ci sont toutefois nettement plus magnésiennes que le grenat, montrant que l'échelle des diffusions rétrogrades dépasse celle du grain.

- Phengite et paragonite sont présentes dans l'échantillon. La phengite a une substitution celadonitique assez élevée (Si3.4, Tab.2.6). La teneur en Fe^{3+} est probablement négligeable comme en témoigne la figure 2.27, où les phengites sont situées sur le joint celadonite-muscovite. La teneur en sodium des phengites est faible. La paragonite contient moins de 0.5 % de muscovite et 0.1 % de margarite. C'est la seule phase sodique de la roche.

L'analyse pétrographique ainsi que l'étude minéralogique montre que la paragenèse à l'équilibre dans l'échantillon LOO 6 est quartz + phengite + paragonite + grenat + chloritoïde + chlorite + rutile. Une deuxième génération de chlorite apparaît probablement lors de la rétro-morphose. Le grenat et le chloritoïde sont zonés. Dans les deux cas, la zonation est marquée par une augmentation de la fraction molaire de magnésium.

3.4. Discussion.

Les échantillons ASC 16 et LOO6 possèdent donc la même paragenèse. Ces associations sont divariantes: quel que soit le chimisme des échantillons, une différence de chimisme des phases impliquera donc une différence de conditions P-T entre les deux échantillons. Nous comparerons ici la bordure des phases à l'équilibre.

L'association observée peut être représentée dans une projection AFM (Thompson, 1957). Le quartz (SiO_2), le rutile (TiO_2) sont des phases en excès, la paragonite et la phengite indiquant une saturation en Na_2O et K_2O (Thompson, 1972). L'activité de l'eau est supposée constante et de même valeur ($a=1$) dans les deux cas. Le MnO et dans une moindre mesure le CaO peuvent être négligés en première approximation: ils ne sont présents que dans le grenat, en faible quantité.

Les chimismes des phases ferromagnésiennes des deux échantillons sont clairement distincts (Fig.2.28). Le grenat, le chloritoïde, la chlorite sont nettement plus magnésiens dans l'échantillon ASC 16 que dans l'échantillon LOO 6. Les relations de phase entre grenat, chloritoïde et chlorite ont été longuement discutés antérieurement. L'équilibre divariant $Chl + Ctd = Gt$ est réalisé dans les deux échantillons étudiés. La différence de composition des phases montre que la pression (et/ou la

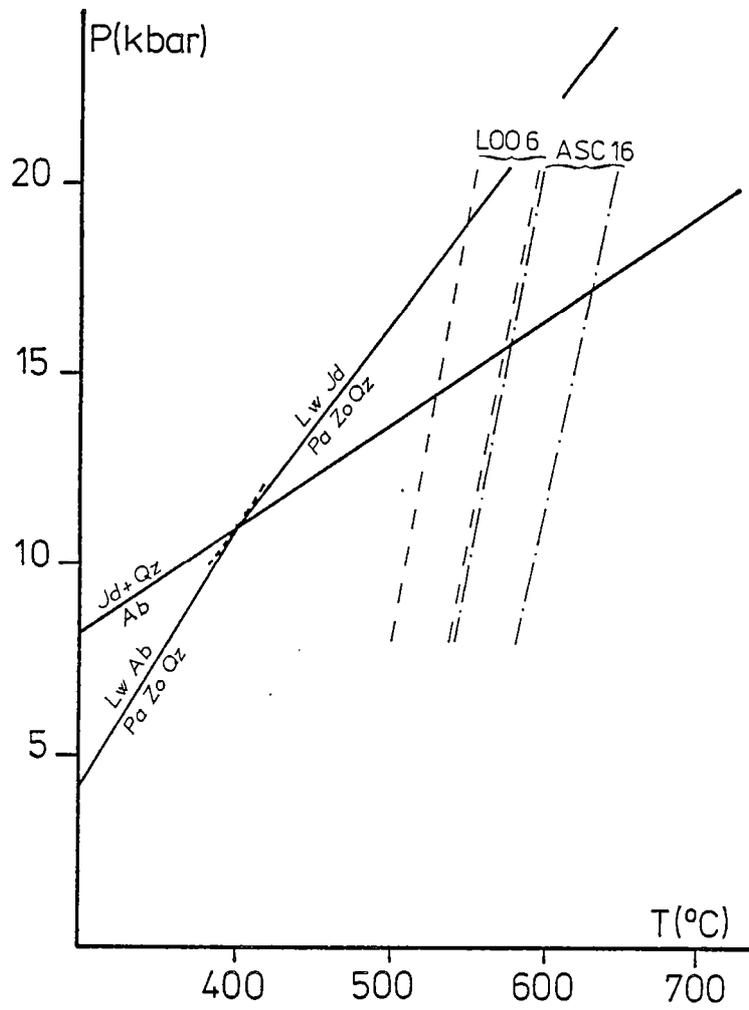


Fig.2.29. Estimation des conditions P-T dans les échantillon LOO6 et ASC 16. Lignes tiretées: échange FeMg entre grenat et phengite d'après Green et Hellman (1982).

température) étaient plus élevées dans l'échantillon ASC 16 que dans l'échantillon LOO6. De plus, la zonation du grenat et du chloritoïde implique une augmentation de la pression et/ou de la température lors de leur croissance.

Comme nous l'avons montré antérieurement, le raisonnement précédent n'est valide que si MnO et CaO peuvent réellement être négligés. Ces deux constituants additionnels sont préférentiellement fractionnés par le grenat. Les teneurs en MnO du grenat des deux échantillons étudiés sont faibles et de même grandeur. Par contre, le CaO est présent en quantité non négligeable dans le grenat de l'échantillon LOO 6, alors qu'il est absent dans l'échantillon ASC 16. Nous avons également vu précédemment que pour des conditions P-T identiques, les associations à grenat - chlorite - chloritoïde étaient plus magnésiennes lorsque le grenat est riche en calcium (Fig.2.11). La différence de fractionnement FeMg-1 entre les deux échantillons étudiés ne peut donc être attribuée à la différence de teneur en calcium du grenat. Cette différence traduit donc bien des conditions P-T plus faibles dans l'échantillon LOO 6 (IIDK), que dans l'échantillon ASC 16 ("micaschistes éclogitiques").

Cette différence peut être quantifiée approximativement grâce à l'échange FeMg-1 (phengite) = FeMg-1 (grenat) (Green et Hellman, 1982) (Fig.2.29). La différence de température entre les deux échantillons est d'une cinquantaine de degrés. La différence de pression est plus difficile à estimer, l'assemblage n'étant pas tamponné par l'association KF + phl + qtz + V comme dans les expériences de Massone et Schreyer (1987). De plus, les phengites observées comportant une teneur non négligeable de fer ferreux, alors que les données expérimentales se réfèrent au système purement magnésien.

3.5. Conclusion

L'étude précédente met en évidence une différence subtile de conditions P-T du métamorphisme éclogitique entre la IIDK (échantillon LOO6) et les "micaschistes éclogitiques" (échantillon ASC16). Si on suppose que les conditions P-T de la déformation observable au contact basal de la IIDK sont celles du pic du métamorphisme dans cette unité, alors la différence de pression entre les deux échantillons étudiés est de l'ordre de 2 kbar. L'albite est en effet stable dans la IIDK alors qu'elle ne l'est pas dans la partie des "micaschistes éclogitiques" (Val d'Aoste) où l'échantillon ASC 16 a été récolté.

Ces conditions sont de l'ordre de 14-15 kbar et 500-550 °C. Les conditions P-T du métamorphisme éclogitique sont donc significativement plus faibles (d'environ 2kb et 50 °C) dans la IIDK que dans la partie centrale de l'unité des "micaschistes éclogitiques", i.e. dans le secteur du Mt Mucrone et du Val d'Aoste. Comment expliquer cette différence?

- La IIDK chevauche l'unité des "micaschistes éclogitiques" lors de l'événement éoalpin, en conditions éclogitiques. Elle contribue à l'épaississement éoalpin et est structuralement située au dessus de l'unité des "micaschistes éclogitiques". La différence de conditions P-T entre le Mt Mucrone et la IIDK peut simplement provenir de la différence de position dans l'empilement (Fig.2.30). La différence de 2 kbar implique une différence de profondeur dans la pile de l'ordre de 6 km. La distance entre la IIDK et le Mt Mucrone étant d'environ 15 km, il resterait à établir la géométrie des schistosités éclogitiques entre ces deux points pour connaître la différence d'épaisseur existante entre le Mt Mucrone et la IIDK. Une différence de l'ordre de 6 km est à priori tout à fait acceptable.

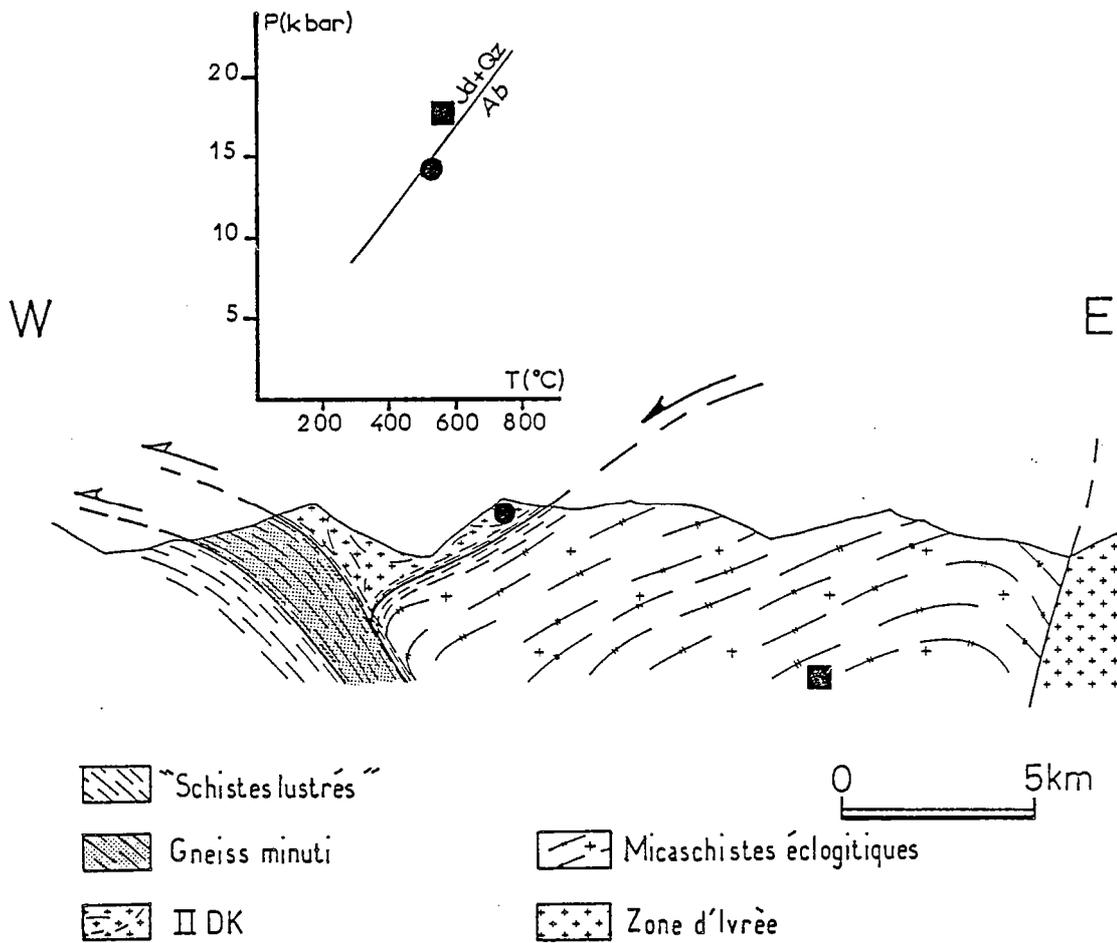


Fig. 2.30. Différence de conditions P-T entre la IIDK et la partie interne des "micaschistes éclogitiques" et structure de la zone Sesia-Lanzo.

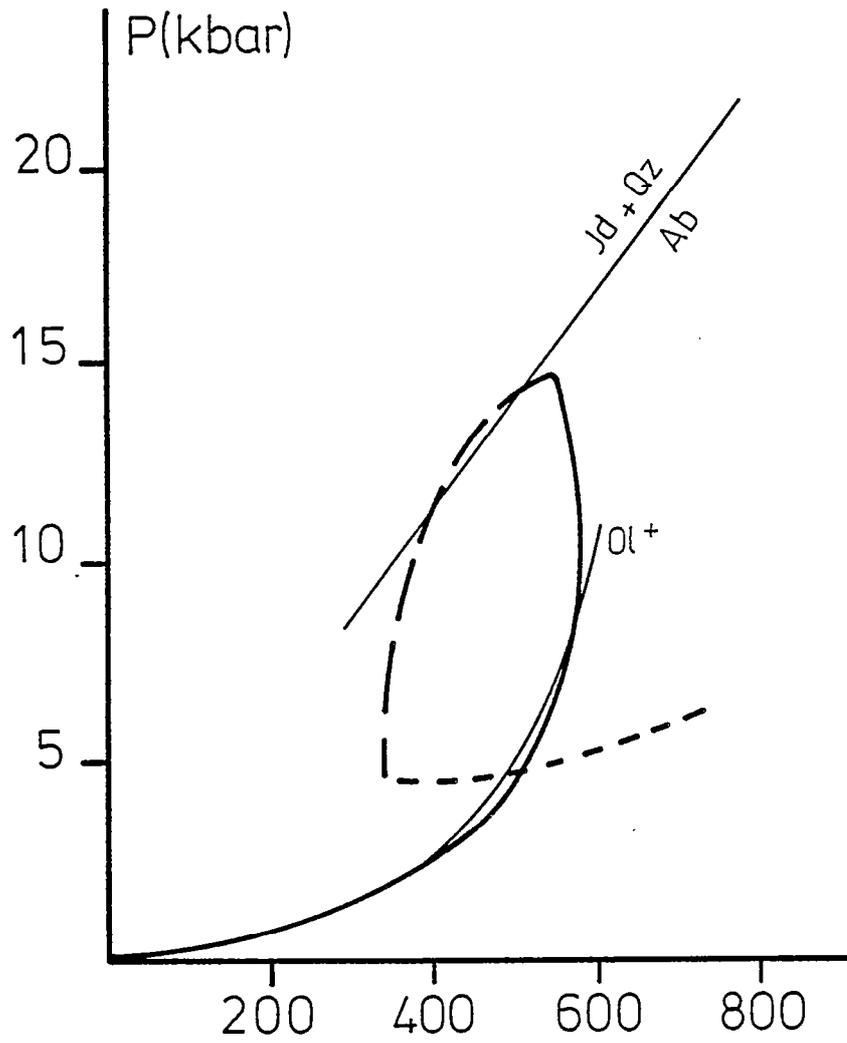


Fig.231. Chemin P-T de la IIDK et du nord des "micaschistes éclogitiques".

4. Evolution rétro-morphique de la IIDK

L'évolution rétrograde de la IIDK n'a pas fait l'objet d'une étude détaillée. Elle est marquée par la cristallisation d'assemblages du faciès schiste vert, dont les conditions de stabilité sont à priori assez semblables à celles des assemblages rétro-morphiques du Nord de l'unité des "micaschistes éclogitiques".

La présence d'oligoclase en couronne autour de l'albite a été décrite dans la région de la Cresta Rossa, au Nord Ouest de l'unité (Compagnoni, 1977; Gosso, 1977). Les lithologies dans lesquelles cette observation a été faite ont été attribuées aux "micaschistes éclogitiques". Il pourrait en fait s'agir de roches transformées de la IIDK. Quoi qu'il en soit, la superposition IIDK/"micaschistes éclogitiques" étant éclogitique, l'évolution rétro-morphique des deux unités au contact est similaire. La présence d'oligoclase autour de l'albite implique donc un chemin rétrograde plus "chaud" dans la IIDK que dans la région du Mt Mucrone (unité des "micaschistes éclogitiques") (Fig.2.31). Cette différence de chemin peut expliquer l'intensité de la rétro-morphose au Nord des "micaschistes éclogitiques" alors que les rééquilibrations rétro-morphiques dans la partie centrale de l'unité des "micaschistes éclogitiques" sont négligeables.

Deux facteurs peuvent expliquer cette différence de trajet rétrograde:

- On peut tout d'abord faire appel à une différence de vitesse de remontée entre le Nord de la Zone Sesia-Lanzo et la partie centrale de cette unité (Rubie, 1984).

- La différence de trajet P-T rétrograde peut également être due à la différence de position dans l'empilement des deux régions considérées: la partie centrale de la zone Sesia-Lanzo, plus proche de la base de l'unité des "micaschistes éclogitiques" que le Nord de la zone Sesia-Lanzo, subira un écrantage thermique plus efficace lors du charriage des "micaschistes éclogitiques" sur les unités externes.

Des différences de vitesse de remontée existent probablement au sein de la zone Sesia-Lanzo (Rubie, 1984; Oberhänsli et al., 1985). La partie interne des "micaschistes éclogitiques" affleurerait déjà il y a 30 M.a., comme en témoigne la présence d'une couverture volcanosédimentaire oligocène. Il est toutefois improbable qu'une différence d'"uplift" puisse provoquer une telle différence de trajet rétrograde entre deux points relativement proches (Davy, communication personnelle). L'écrantage thermique est un facteur plus efficace pour provoquer des différences importantes de trajet P-T rétrograde entre deux points relativement proches (Davy et Gillet, 1986).

5. Conclusion

Les conditions P-T sont plus faibles dans la IIDK (500 °C, 14 kbar) que dans les "micaschistes éclogitiques". Cette observation est compatible avec les superpositions observées: dans l'édifice éoalpin la IIDK est située au dessus des "micaschistes éclogitiques". Les conditions du métamorphisme éclogitique y sont donc moins intenses. L'évolution rétrograde est synchrone de la cristallisation d'assemblages du faciès schiste vert. La présence d'oligoclase en couronne autour de l'albite (Compagnoni, 1977; Gosso, 1977) implique un trajet rétrograde plus "chaud" pour la IIDK et le Nord des "micaschistes éclogitiques" que pour la région du Mt Mucrone et le Sud de cette unité.

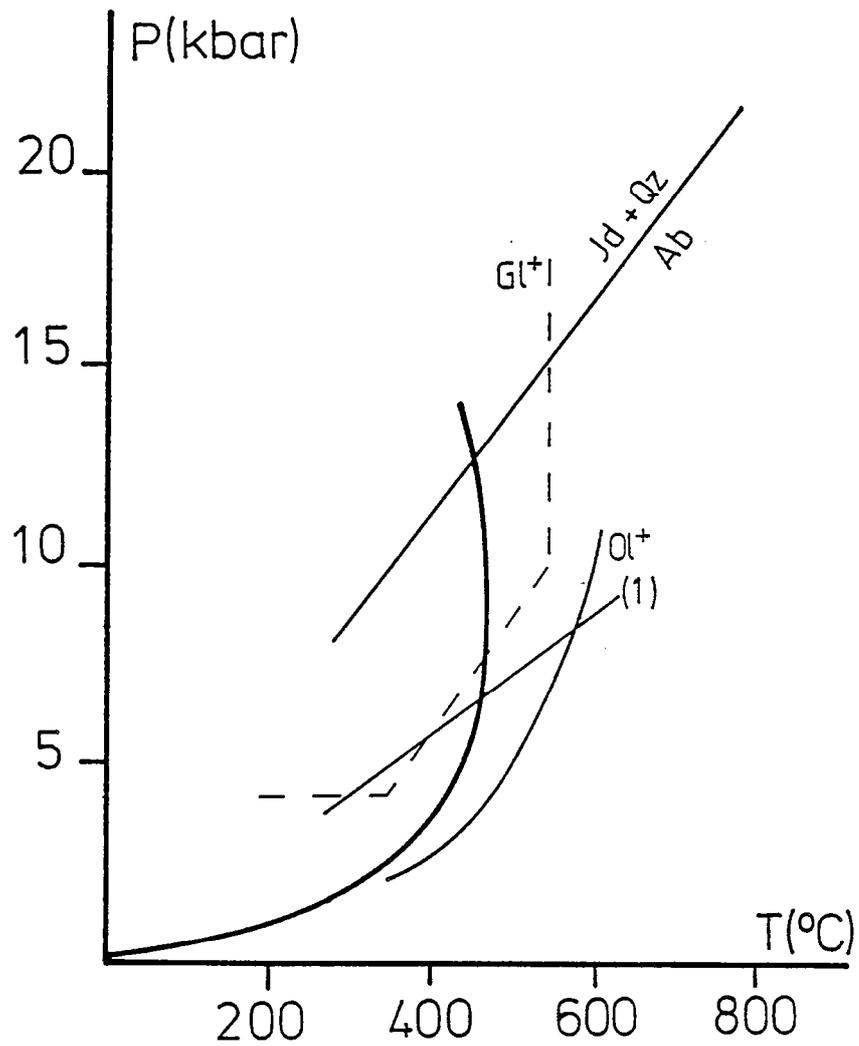


Fig.2.32. Chemin P-T des "gneiss minuti". Conditions P-T du pic du métamorphisme d'après Pognante et al. (1987). (1) équilibre $cross + ep = ab + mt + act$ d'après Holland et Ray (1985). Limite de stabilité de la glaucophane d'après Maresch (1977). Limite de stabilité de l'oligoclase d'après Maruyama et al. (1978).

V EVOLUTION P-T DES "GNEISS MINUTI"

Dans ce paragraphe, seules les conditions du "pic" du métamorphisme et l'évolution rétrograde seront discutées, en raison de l'absence de données sur les conditions de l'évolution prograde.

1. Conditions P-T du "pic" du métamorphisme alpin

La présence de métamorphisme éclogitique dans l'unité des "gneiss minuti" a longtemps été mise en doute en raison de l'intensité des transformations rétro-morphiques. La découverte de phases et d'associations de HP/BT est relativement récente (Passchier et al., 1981; Williams et Compagnoni, 1983; Pognante et al., 1987). Ces reliques de métamorphisme en climat de HP/BT n'ont jusqu'à présent pas fait l'objet d'une description détaillée. Des conditions P-T de l'ordre de 14 ± 1 kbar et 400-450 °C ont été proposées par Pognante et al. (1987). Mes propres observations sont trop fragmentaires pour préciser de façon satisfaisante les conditions du "pic" du métamorphisme dans les "gneiss minuti". Des reliques de haute pression ont toutefois été observées: elles seront ici brièvement décrites.

Dans le Val d'Aoste, au dessus du village d'Arnaz, à proximité du hameau d'Echallogne, affleurent des micaschistes riches en albite. La foliation est soulignée par l'alternance de niveaux riches en quartz, albite et épidote, et de niveaux micacés. La paragenèse à l'équilibre est quartz + albite + épidote + chlorite + micas blancs + sphène + opaque. Des reliques de phases primaires sont également observables.

Des grenats (0,5-3 mm), souvent fracturés et déstabilisés en chlorites contiennent de rares inclusions de quartz, de zoïsite et de rutile. Des pseudomorphoses à chlorite + albite + quartz de forme losangique représentent probablement d'anciennes amphiboles bleues. Le rutile est toujours entouré d'une couronne de sphène dans la matrice. La paragenèse primaire était donc probablement quartz + grenat + amphibole bleue + zoïsite + rutile. Cette paragenèse est une paragenèse de HP/BT. D'autres assemblages de HP/BT ont également été observés dans cette unité. En l'absence de pyroxène jadeïtique il est difficile de définir avec précision les conditions P-T du métamorphisme de HP/BT. Les associations observées sont compatibles avec les conditions P-T proposées par Pognante et al. (1987) (14 kbar, 400-450 °C).

2. Evolution rétro-morphique des "gneiss minuti".

La rétro-morphose se déroule dans les conditions du faciès schiste vert.

Cette "épisode schiste vert" a fait l'objet d'une étude détaillée de la part de Lattard (1974), qui propose des pressions d'environ 4-6 kbar pour 400-450 °C. Elles sont en accord avec les associations observées (Tab.2.7), qui sont typiques du faciès schiste vert. Notons toutefois la présence d'oligoclase au Nord de l'unité (Passchier et al., 1981), ce qui suggère des températures plus élevées dans cette partie des "gneiss minuti".

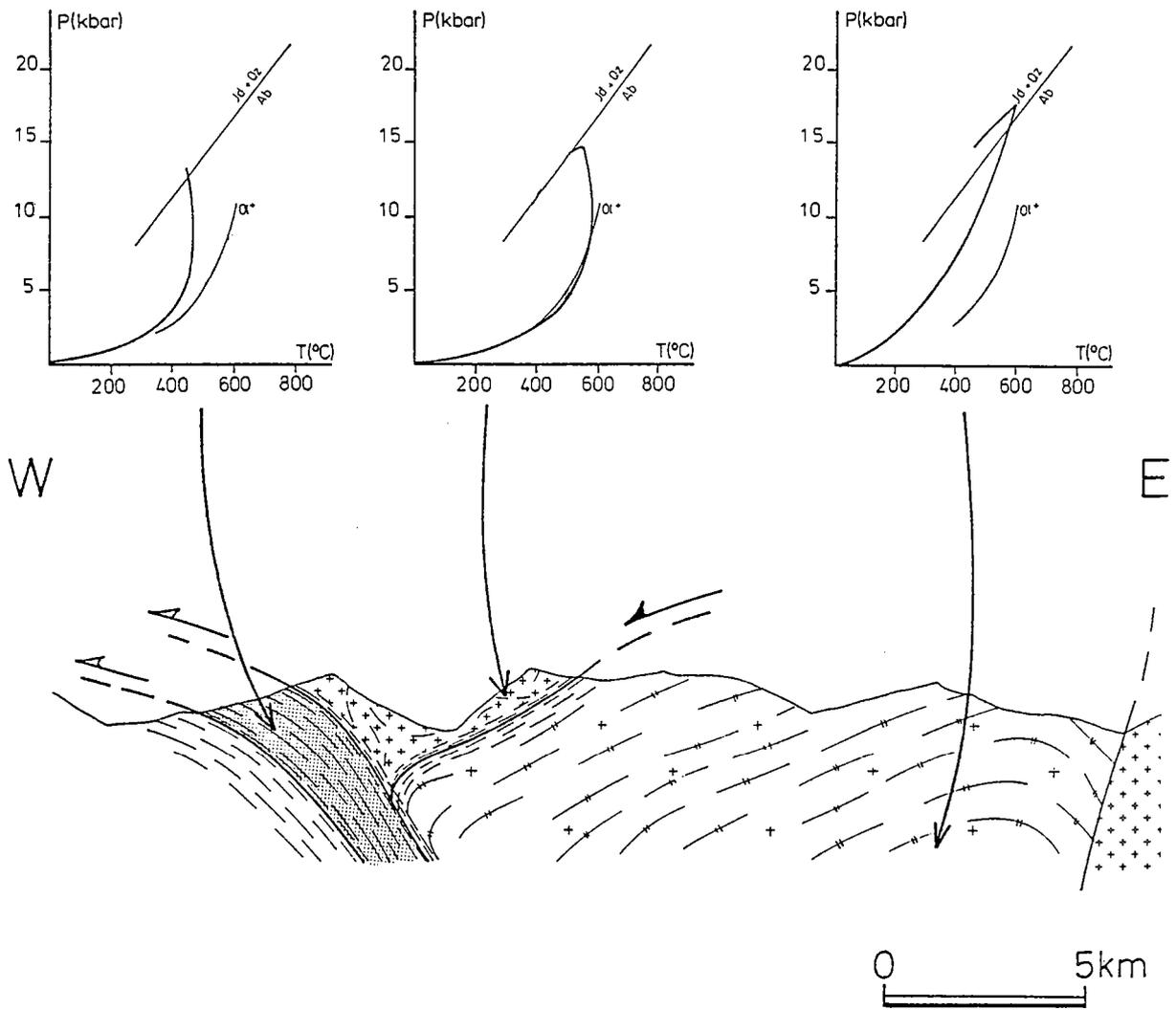


Fig.2.33. Evolution P-T comparées des trois unités majeures de la zone Sesia-Lanzo.

Cette épisode rétro-morphique a été qualifié d'"événement Lépontin", par référence aux Alpes centrales (Hunziker, 1974; Compagnoni et al., 1977b). Des âges radiométriques aux environs de 38 Ma (K/Ar sur phengite) ont en effet été obtenus dans les "gneiss minuti" (Hunziker, 1974). Des données récentes montrent que l'âge du métamorphisme dans les Alpes Centrales est en fait probablement plus jeune (Köppel et Grunfelder, 1975; Hurford, 1986; Deutsch et Steiger, 1987).

3. Conclusion (Fig.2.32)

Les conditions P-T du "pic" du métamorphisme dans l'unité des "gneiss minuti" sont difficile à estimer. Des conditions de l'ordre de 14 kbar, 400-450 °C (Pognante et al., 1987) sont en accord avec les reliques d'associations de HP/BT observées. Les conditions de la rétro-morphose sont typiques du faciès schiste vert et peuvent être estimée à environ 400-450 °C, 4-6 kbar.

VI DISCUSSION-CONCLUSION (Fig.2.33)

Les trois unités de la zone Sesia-Lanzo se caractérisent par des histoires pression-température différentes:

- L'unité des "micaschistes éclogitiques" est celle pour laquelle les pressions et températures atteintes sont les plus élevées (16 kbar, 550-600 °C). La décroissance en température lors du trajet rétrograde est forte.

- Les conditions du "pic" de métamorphisme" dans la IIDK peuvent être estimées à environ 14 kbar pour 500 °C: elles sont donc légèrement plus faibles que dans les "micaschistes éclogitiques". Le trajet rétrograde de la IIDK est nettement plus "chaud" que celui des "micaschistes éclogitiques", de l'oligoclase apparaissant lors de la rétro-morphose.

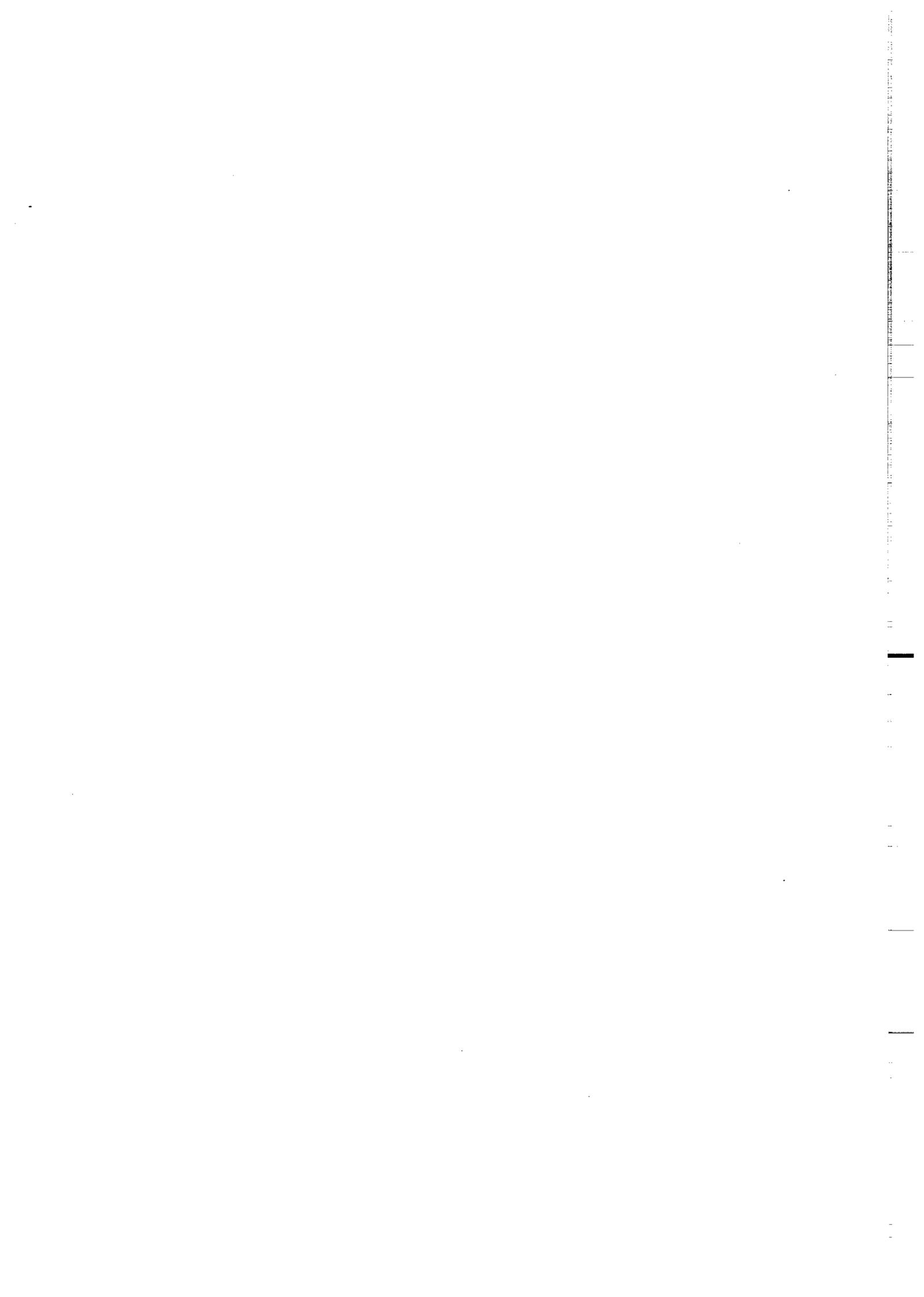
- Dans l'unité des "gneiss minuti", les conditions du "pic" du métamorphisme pourraient être de l'ordre de 14 kbar et 400-450 °C soit plus faible que dans les autres unités. L'évolution rétrograde est marquée par d'intenses transformations dans les conditions du faciès schiste vert (400-450°C; 4-6kbar).

Les différences de conditions P-T du "pic" de métamorphisme éclogitique dans la IIDK et les "micaschistes éclogitiques" sont compatibles avec les relations structurales entre ces unités. La IIDK est en effet située à un niveau plus élevé dans l'empilement éoalpin.

La différence d'évolution rétrograde observée entre la région du Mt Mucrone ("micaschistes éclogitiques") et le Nord de la zone Sesia-Lanzo (IIDK et "micaschistes éclogitiques") peut être due à un effet d'écran beaucoup plus efficace à la base de l'unité des "micaschistes éclogitiques" qu'à son sommet.

Les conditions P-T du pic de métamorphisme sont probablement plus faibles dans les "gneiss minuti" que dans les autres unités de la zone Sesia-Lanzo. Elles sont également plus faibles que dans la zone de Zermatt et les massifs cristallins internes (Grand Paradis et Mont Rose). Cette observation suggère une position relativement élevée des "gneiss minuti" dans l'édifice éoalpin.

CHAPITRE III:
HISTOIRE DE LA DEFORMATION DANS LA ZONE SESIA-LANZO



HISTOIRE DE LA DEFORMATION DANS LA ZONE SESIA-LANZO

I INTRODUCTION

1. Objets et méthodes

Dans ce chapitre nous verrons quel sont les déformations observables dans la zone Sesia-Lanzo. Cette étude doit nous permettre de contraindre l'histoire des déplacements des différentes unités lors de la collision. Notre intérêt principal étant la cinématique lors de l'événement éoalpin, l'étude de la déformation a été essentiellement effectuée dans l'unité des "micaschistes éclogitiques", où la déformation éoalpine (i.e. éclogitique) est particulièrement bien préservée. Les déformations seront analysées dans l'ordre chronologique. Nous verrons donc successivement les déformations antéalpine, alpine prograde, éclogitique et rétrograde.

Deux types d'objet permettant de caractériser l'histoire de la déformation peuvent être utilisés. A ces deux types d'objet correspondent deux méthodes différentes.

1. Le premier type d'objet est constitué par les zones où la géométrie finie des structures est particulièrement complexe. Dans ces zones, les structures observables peuvent être décomposées en un certain nombre de phases tectoniques. La géométrie finie de l'objet sera le résultat de la superposition de ces différentes phases. La méthode utilisée est basée sur l'analyse de la superposition des structures (Ramsay, 1967; Hobbs et al., 1976), qui permet de retrouver la chronologie relative des différentes phases. Cette analyse est essentiellement géométrique. Outre la recherche de figures de superposition, elle est basée sur le "style tectonique" des différentes phases de déformation et sur l'orientation des structures. Un des moyens de contraindre la chronologies des différentes déformation est de combiner l'analyse de la superposition des structures avec l'analyse des conditions P-T de chaque déformation (Gosso, 1977; Gosso et al. 1979; Lardeaux, 1981).

2. Le deuxième type d'objet, est constitué par les zones où les structures sont simples. Dans ces zones, le nombre de phases de déformation est réduit. Les trajectoires des axes principaux de la déformation sont simples. Les méthodes d'analyse sont principalement basées (1) sur la caractérisation de l'orientation des axes principaux et de la géométrie de l'ellipsoïde de déformation qui permettent de définir l'état finie de l'objet déformé. (2) sur la façon dont la géométrie finie de l'ellipsoïde de déformation a été acquise: on cherche à savoir si la déformation est coaxiale ou non; on caractérise ainsi le régime de la déformation.

Dans les cas favorables, le déplacement des unités déformées pourra être ainsi déduit. Dans le cas de déformation intense, la linéation d'étirement a une direction très proche de la direction d'étirement maximale de l'ellipsoïde de déformation fini (X). Le plan de schistosité a une orientation voisine de celle du plan (XY) de l'ellipsoïde de déformation finie. Cette méthode s'appuiera donc sur la cartographie des plans de schistosité et de la linéation d'étirement finie.

Les deux méthodes ne défendent pas la même conception de la déformation: dans la première méthode (tectonique superposée), la déformation finie observable résulte de la combinaison d'un nombre parfois élevé de phases tectoniques ne possédant pas de lien commun. Dans la deuxième méthode,

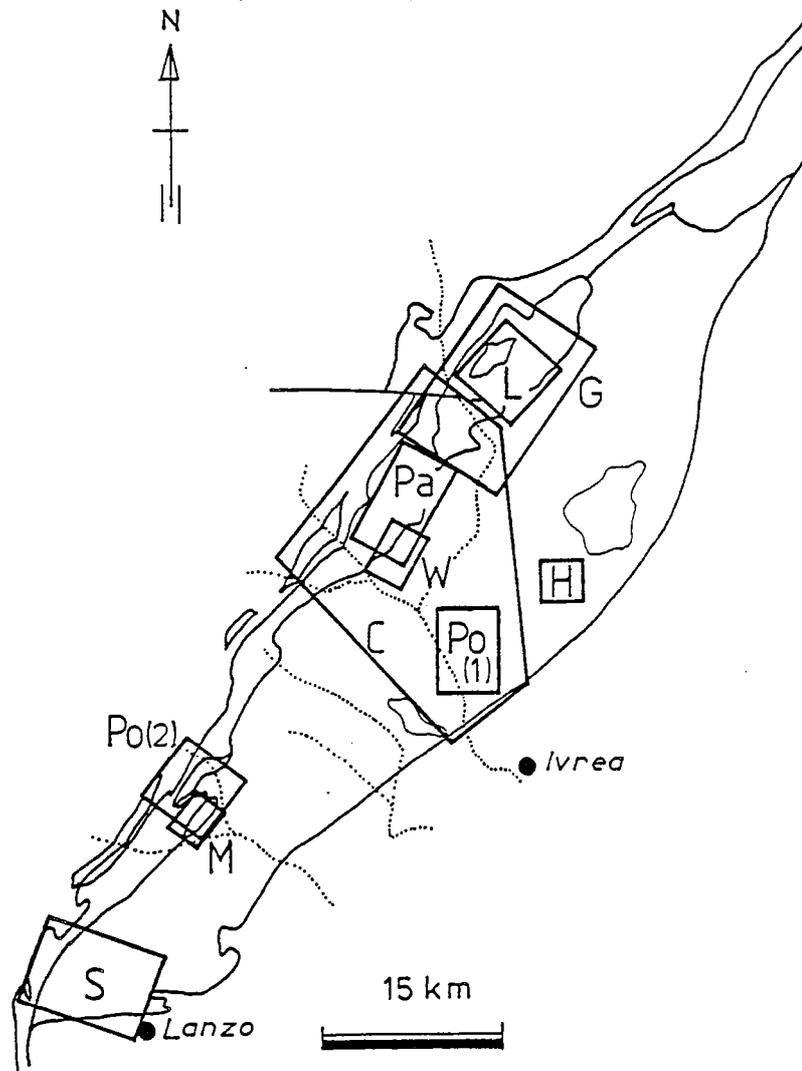


Fig.3.1: Localisation des secteurs ayant précédemment fait l'objet d'une étude structurale. (C) Comes (195); (G) Gosso (1977); (H) Hy (1984); (L) Lardeaux (1981); (M) Minnigh (1979); (Pa) Passchier et al. (1980); (Po1) Pognante et al. (1980); (Po2) Pognante et al. (1987); (S) Spalla et al. (1983).

l'acquisition des structures est essentiellement perçue comme résultant d'une déformation progressive (Brun et Choukroune, 1981). Que la géométrie des structures finies soit complexe ou non, elle résulte de la même histoire de la déformation.

Le désaccord majeur entre les deux méthodes porte sur l'importance relative qu'elles accordent aux objets: dans la première méthode (tectonique superposée) seules les structures particulièrement complexe sont significatives. Dans la deuxième méthode, ce sont les zones où la déformation est la plus simple qui apporteront le plus de renseignements.

La question qui se pose est donc: qu'elles sont, dans une région donnée, les structures les plus significatives de la déformation?

Dans la zone Sesia-Lanzo, les travaux de Hy (1984) et de Hy et al. (1988) nous apportent une information majeure:

Dans la région du Mt Mucrone, la déformation a été étudiée dans un métagranite (granite du Mucrone) et dans les micaschistes éclogitiques représentant l'encaissant du métagranite.

- Dans les micaschistes, quatre phases de déformation sont identifiées. Les deux premières (P1 et P2) sont responsables de la foliation visible dans la région. Ces deux phases ont lieu en conditions éclogitiques, celles-ci étant légèrement moins intenses pour la phase P2 que pour la phase P1. Les phases P1 et P2 sont noncoaxiales. L'orientation de la linéation d'étirement finie est N120 - N150. Une composante en aplatissement est présente durant cette phase. La déformation est probablement continue entre les phases P1 et P2 (Hy, 1984).

Lors de la phase P3, la pression minimale est de l'ordre de 6-8 kb, la température étant d'environ 400 °C. La phase P3 est marquée par la formation de plis serrés à ouverts ainsi que par une crénulation. Elle est également responsable de structures de plus grande échelle. Les axes P3 ont une direction E-W et sont horizontaux. Cette phase ne crée qu'exceptionnellement une schistosité. La phase P4 est marquée par de grandes ondulations hectométriques.

- Dans le métagranite une seule déformation est visible. Elle se traduit par la présence de zone de cisaillement conjuguées dans le métagranite. La déformation se déroule en faciès éclogite et est caractérisée par une direction d'extention N145.

- Les deux types de lithologie ont subi la même histoire. Dans les micaschistes trois phases de déformation sont observable, alors que dans le métagranite une seule déformation est visible. Le seul caractère commun est l'orientation de la linéation d'étirement, qui est N320. La déformation observable dans la région du Mt. Mucrone est donc une déformation progressive, au cours de laquelle plusieurs générations de structures se forment dans les micaschistes. Il apparaît à travers cette étude, que la direction d'étirement maximale est l'objet le plus significatif de la déformation: c'est le seul objet dont la direction est cohérente qu'elle que soit la lithologie.

Pour cette raison, et également en raison des objectifs que nous nous sommes fixées, c'est la méthode de l'analyse de la géométrie des axes principaux de la déformation qui a été choisie. Cette méthode offre de plus l'avantage d'être novatrice dans la zone Sesia-Lanzo: alors que le nombre de travaux utilisant l'analyse de la superposition des structures est particulièrement élevé (voir ci-dessous), l'analyse de la géométrie des directions principales de déformation n'a été que peu utilisée. Elle est donc susceptible d'apporter de nouvelles contraintes notamment d'ordre cinématique sur l'histoire de la collision alpine.

2. Rappels:

De nombreux travaux ont eu pour objet l'étude de la déformation dans la zone Sesia-Lanzo. Nous rappellerons ici les travaux les plus récents (Fig.3.1):

1. Au Nord du Val Gressoney, Gosso (1977), Gosso et al.(1979), Lardeaux (1981), Lardeaux et al. (1982) se sont intéressés à l'histoire de la déformation dans cette partie de la zone Sesia-Lanzo. L'objet de ces travaux est plus particulièrement l'étude des contacts entre la IIDK et les "micaschistes

éclogitiques" d'une part, entre la IIDK et l'unité de la Punta Plaïda d'autre part. La méthode utilisée est l'analyse de la superposition des structures combinée à l'étude du métamorphisme associé à chaque déformation.

Quatre phases de déformation "d'importance régionale majeure" sont identifiées (Lardeaux, 1981). La première phase (P1) se déroule en conditions éclogitiques aux environs de 15 kbar et 550 °C. Cette phase est souvent oblitérée par les déformations ultérieures. La deuxième déformation (P2) est non coaxiale, transpositive. Les conditions P-T de cette déformation sont localisées à environ 8-10 kbar, 450-500 °C.

La phase P3 est une déformation qui se déroule dans le faciès schiste vert et donne naissance à des plis ouverts ainsi qu'à une crénulation d'échelle centimétrique. Les axes de plis P3 et P2 sont subparallèles: les figures d'interférences sont toutes de type 3 dans la classification de Ramsay (1967).

La phase P4 provoque la formation de kink-bands. La foliation visible dans cette région est souvent le résultat des phases P1 et P2. Ces deux phases sont non coaxiales et probablement contemporaines "d'importantes translations à l'intérieur de la croûte" (Lardeaux, 1981). La structure générale de la région étudiée résulte de la superposition des trois premières phases.

2. Dans le Val d'Aoste, deux phases principales de déformations ductiles sont identifiées par Comés (1975) et Caby et Comés (1975). La phase I est éclogitique dans la partie interne de la zone Sesia-Lanzo et est schiste vert dans la partie externe ("gneiss minuti"). La phase II est responsable de la formation de plis d'axe de direction moyenne N 40. Ces plis sont contemporains d'un déplacement tangentiel vers le N-W (Caby et Comés, 1975). La phase II a lieu alors que la partie interne de la zone Sesia-Lanzo est encore en conditions de haute pression.

Cette interprétation apparaît peu vraisemblable actuellement, eu égard à ce que l'on connaît de l'évolution P-T des unités (Cf. 2^{ième} partie). On sait en particulier, que le métamorphisme "schiste vert" dans l'unité des "gneiss minuti" n'est pas synchrone du métamorphisme éclogitique dans l'unité des "micaschistes éclogitiques" (Hunziker, 1974; Oberhansly et al., 1985).

3. Dans cette même région, quatre phases de déformation plicatives ont été identifiées par Pognante et al. (1980), dans la seule unité des "micaschistes éclogitiques". Les deux premières phases sont éclogitiques. La deuxième déformation est responsable de la majeure partie des plis visibles. Les plis de la phase P3 sont asymétriques et ont des axes généralement orientés E-W. Cette phase a lieu en condition schiste bleu. Enfin la quatrième déformation est parfois responsable de structures de grande échelle. Elle n'est pas marquée par des recristallisations particulières. A cette phase sont parfois associés des kinks.

4. Un peu plus à l'ouest dans la même vallée, Passchier et al. (1981) identifient quatre déformations alpines. La première déformation est éclogitique, la deuxième a lieu alors que l'albite commence à être stable, enfin les deux dernières sont clairement rétro-morphiques. La structure de la zone étudiée provient de la superposition de ces différentes phases. Cette étude est complétée par Williams et Compagnoni (1983), qui identifient une phase supplémentaire qui aurait lieu après la mise en place des dyke andésitiques autour de 30 Ma. Néanmoins, aucun argument définitif n'est fourni quand à l'âge de cette déformation.

5. Plus au Sud, dans la région de Sparone, cinq phases de plissement sont identifiées par Minnigh (1978 et 1979). Lors de la phase P3 des plis en fourreaux (Quinquis et al., 1978) se forment. Leurs axes sont parallèles à la linéation d'étirement qui est marquée par des amphiboles bleues et a une direction N50. Ces plis apparaissent dans des métacherts (métaquartzites manganésifères). Au cours de la déformation les amphiboles bleues sont fracturées, de petites amphiboles bleues vertes croissant dans les fentes. Ces observations traduisent une décompression au cours de la déformation (Minnigh, 1979). Dans cette région, Pognante et al. (1987) distinguent trois phases de plis postnappe.

6. Tout à fait au Sud de la zone Sesia-Lanzo, l'analyse de la structure et de la déformation ainsi qu'une cartographie très précise de cette région ont été récemment effectuées (Spalla et al., 1983).

Quatre phases de déformation sont identifiées. Ces quatre phases se déroulent dans des conditions P-T différentes: la première phase est éclogitique, la deuxième est schiste bleu, la troisième est schiste vert. La quatrième déformation est marquée par l'ouverture de veines. Les trois premières phases sont responsables de la formation de structures de superposition d'échelle kilométrique.

7. Enfin, dans la région du Mt Mucrone, quatre phases de déformation sont également identifiées par Hy (1984) (voir ci dessus).

8. Les travaux précédemment cités sont relativement cohérents sur l'histoire de la déformation dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". Quatre phases de déformation sont généralement identifiées:

La première déformation est éclogitique. La deuxième est de HP/BT, éclogitique pour Pognante et al. (1980) et Hy (1984), schiste bleu pour Lardeaux (1981) et Spalla et al. (1983). Ces deux déformations sont responsables de la majeure partie des structures visibles dans les "micaschistes éclogitiques". La troisième déformation a lieu à plus basse pression et est généralement considérée comme schiste vert (Lardeaux, 1981; Spalla et al, 1983); Enfin la quatrième déformation est liée à l'ouverture de fentes et à la création de kink-band (Pognante et al., 1980; Lardeaux, 1981; Spalla et al., 1983; Hy, 1984).

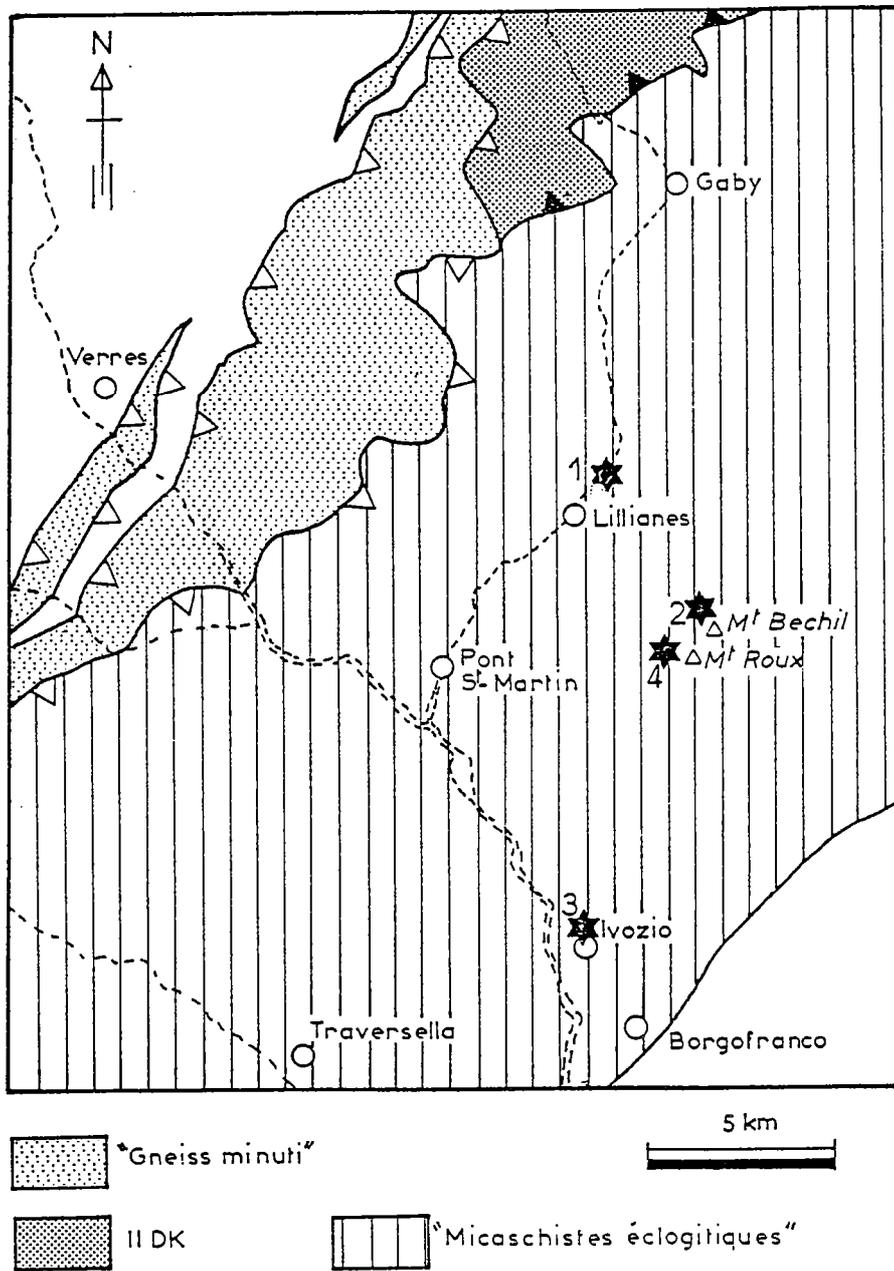


Fig.3.2: Localisation des affleurements décrits: (1) granitoïdes de Lillianes; (2) structures antéalpines du Mt Béchil; (3) massif d'Ivozio; (4) structures superposées du Mt Roux.

II LES STRUCTURES ANTEALPINES DANS LES MICASCHISTES ECLOGITIQUES:

1 Introduction:

Bien qu'assez rares, des reliques antéalpines sont observables dans l'unité des micaschistes éclogitiques. Des structures sont associées à ces reliques. Elles témoignent de déformation(s) antéalpine(s) et montrent que cette unité constitue bien un socle. Deux exemples seront traités. Dans le premier exemple, des structures antéalpines sont observées dans des métagranitoïdes de l'unité des "micaschistes éclogitiques". Le deuxième exemple décrira des structures antéalpines dans ce qui représente l'encaissant des granitoïdes.

2 Les structures antéalpines dans les granitoïdes de Lillianes:

2.1. Présentation:

Dans le Val Gressoney, en amont de Lillianes, affleurent des granitoïdes qui sont particulièrement bien exposés dans le lit du torrent Lys (Fig.3.2, 3.3).

Ils ont une composition quartzodioritique (Compagnoni et al., 1977a) et contiennent de nombreuses enclaves basiques souvent très fortement déformées.

2.2. Les structures:

a). *les structures antéalpines*

Les enclaves soulignent une foliation qui est fréquemment plissée (Fig.3.3). Ces plis isoclinaux, sont recoupés par des filons aplitiques. Si on admet un âge antéalpin pour les filons, les plis témoignent donc d'une déformation antéalpine dans les granites. Les plis ont des axes horizontaux de direction E-W et des plans axiaux subverticaux.

b). *Les structures alpines*

Une schistosité sub plan axiale de plis P_0 est observable. Elle contient la linéation d'étirement minérale et est définie par des phases alpines. On peut observer une très forte réfraction de la schistosité entre les filons aplitiques et les granitoïdes (Fig.3.3). La linéation d'étirement finie est très bien réglée contrairement à ce que l'on pourrait attendre de roches peu déformées lors des déformations alpines. Il faut toutefois rappeler qu'il s'agit d'une linéation minérale, qui constitue un marqueur dynamique de l'étirement; les enclaves, qui sont des marqueurs passifs sont au contraire souvent mal réglées.

Une linéation d'étirement minérale subparallèle aux axes de plis est observable. Celle-ci est alpine en raison des phases minérales qui la matérialise. Elle est en effet soulignée par l'allongement de clastes d'omphacite souvent fracturés; dans les fentes, de l'amphibole bleue verte à verte se développe (Fig.3.4) ainsi que de l'albite. La glaucophane est également fréquemment fracturée avec croissance d'amphiboles secondaires en périphérie et dans les fractures. La linéation d'étirement est subhorizontale et a une direction moyenne N 100.

2.3. Condition P-T de la déformation alpine

L'analyse pétrographique montre qu'aucune phase relique antéalpine (magmatique ou métamorphique) n'est observable. Certains sites sont cependant identifiables: par analogies avec les transformations observées dans le granite du Mt Mucrone (Hy, 1984), les sites de la biotite sont probablement matérialisés par la cristallisation de nombreux petits grains de grenats (Fig.3.5). Les granitoïdes devaient déjà être totalement transformés en conditions éclogitiques. L'assemblage

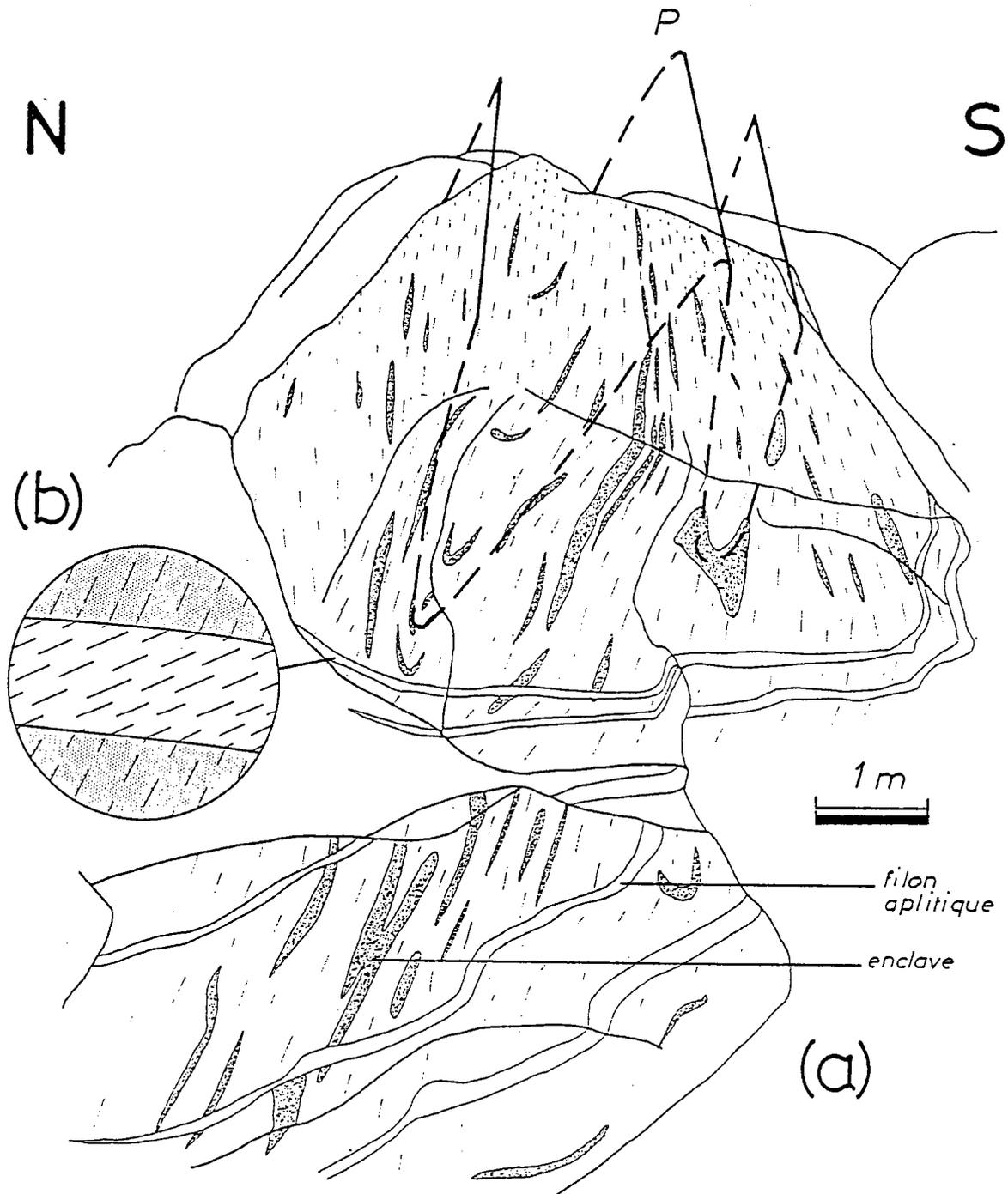


Fig. 3.3: affleurement de granitoïde dans le torrent Lys en amont de Lillianes (Fig.3.2).



Fig.3.4: Relations métamorphisme - déformation dans les granitoïdes de Lillianes. Les omphacites sont fracturées, avec croissance d'amphibole secondaires et d'albite dans les fentes.



Fig.3.5: Grains de grenat alpin, cristallisant probablement autour d'un site de biotite antéalpine.

NE

SW

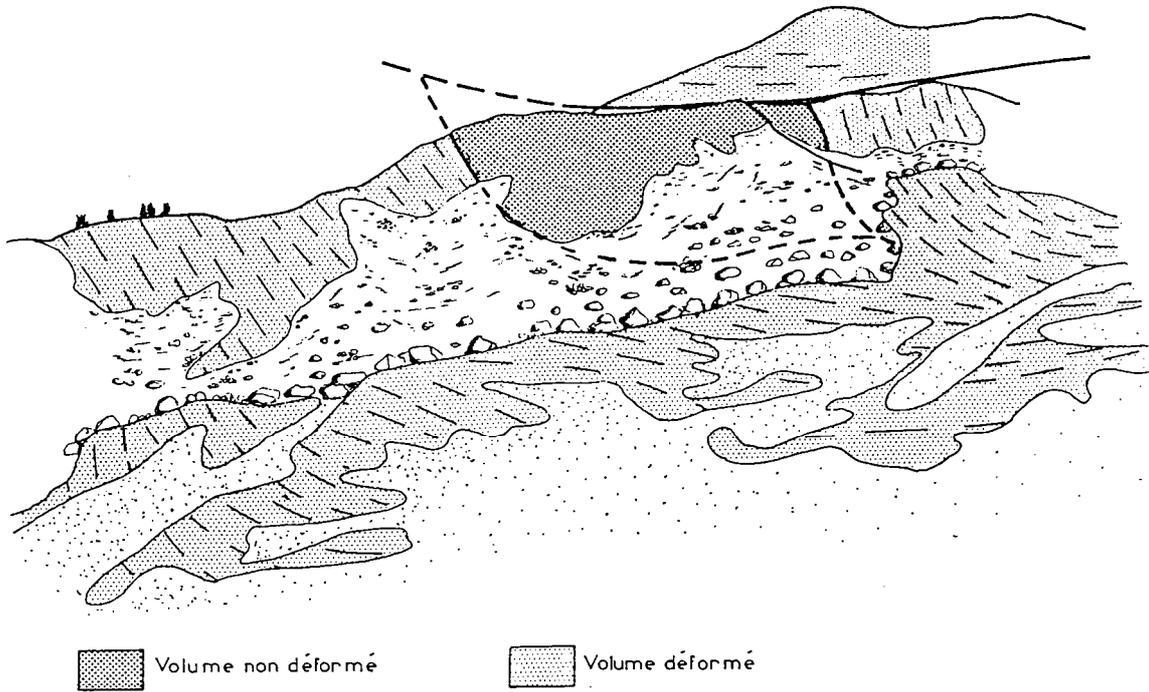


Fig.3.6: Les paragneiss antéalpines du Mt Béchal (panorama).

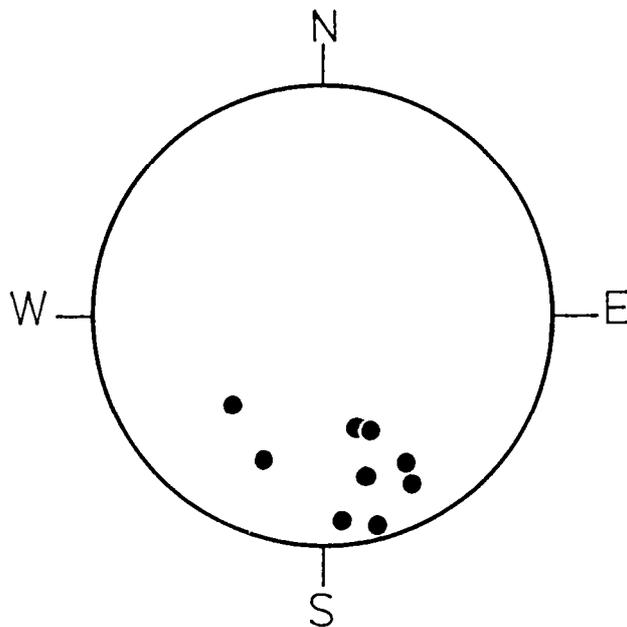


Fig.3.7: Orientation de la linéation d'étirement fine dans la région du Mt Béchal (diagramme de Wulff, projection sur l'hémisphère inférieur).

éclogitique était: omphacite + grenat + amphibole bleue + zoisite + mica blanc + quartz + rutile. Cet assemblage n'est pas l'assemblage syncinématique: ces différentes phases sont en effet des clastes, les minéraux syncinématiques étant clairement rétro-morphiques (Fig.3.4). Les phases à l'équilibre lors de la déformation sont quartz + albite + amphibole verte + epidote + chlorite + biotite verte + mica blanc + sphène.

La croissance d'amphiboles bleues vertes à vertes ainsi que d'albite s'effectuent aux dépens de l'omphacite et de l'amphibole bleue. Un pyroxène aégyrinique se développe fréquemment aux dépens de l'omphacite. La chlorite croît à partir de la glaucophane. La biotite verte est également visible et se développe aux dépens du grenat. Le sphène croît aux dépens du rutile.

2.4. Conclusion:

L'affleurement précédemment décrit permet d'observer des structures antéalpines dans les granitoïdes de la zone Sesia-Lanzo. Ce type d'observation est à rapprocher d'autres structures visibles dans les granitoïdes:

- Dans la région du Mt Mucrone, la déformation est localisée dans d'étroites zones de cisaillement individualisant des volumes de roches non déformés, où les transformations métamorphiques ont lieu site par site (Compagnoni et Mafféo, 1973; Hy, 1984).

- Dans cette région, la préservation de contact discordant entre le granite et son encaissant, ainsi que la présence de dyke pegmatitique recoupant micaschistes et méta-granite (Compagnoni et al., 1977a), montre que la déformation du granite est faible.

- Des filons recoupants les enclaves sombres microgrenues avaient déjà été décrits par Dal Piaz et al. (1972) au Colle de la Vecchia. Là encore la déformation alpine devait être presque nulle, les enclaves n'étant même pas déformées.

Ces observations montrent que les zones faiblement affectées par la déformation éclogitique sont relativement fréquentes dans les granitoïdes.

Pour la première fois, une déformation antéalpine est signalée dans un granite de la zone Sesia-Lanzo. Si celui-ci a, comme le granite du Mt Mucrone, un âge permien (Paquette, 1987), ce qui est probable en raison de la continuité des affleurements de granite depuis le Mt Mucrone jusqu'à Lillianes (Compagnoni et al., 1977a), alors cette déformation est nécessairement au maximum permienne, c'est à dire syn à tardi mise en place des granites.

3. Les structures antéalpines dans les paragneiss au Mont Béchil:

Des structures antéalpines ont déjà été décrites dans des roches représentant l'encaissant des méta-granitoïdes, dans la région du Mont Mucrone. (Dal Piaz et al., 1972; Compagnoni et Mafféo, 1973; Compagnoni et al., 1977a; Hy, 1984). Nous allons décrire des structures comparables, observées dans la région du Mont Béchil (Fig.3.2).

3.1. Présentation:

Les roches à reliques de métamorphisme et de structures antéalpines affleurent sous la forme d'une lentille faiblement déformée au sein des micaschistes (Fig.3.6). Le passage des roches à reliques antéalpines aux roches totalement éclogitisées est progressif. Nous verrons que l'ensemble des roches est totalement transformé en conditions éclogitiques, les transformations étant plus ou moins statiques.



Fig.3.8: Structures antéalpines au Mt Béchil: filon de pegmatoïde recoupant un litage antéalpin.

En raison de la très faible taille de grain, il est parfois difficile de savoir si une roche est transformée ou non; toutefois, lorsque la transformation éclogitique est assez poussée, les grains de glaucophane et d'omphacite deviennent visibles et sont des marqueurs de la linéation d'étirement finie. La lentille de roches à reliques antéalpines est tronquée à son sommet par un contact tectonique (Fig.3.6). La structure de cette région est assez complexe; elle est essentiellement déterminée par (i) la présence de plis parfois hectométriques à axes parallèles à la linéation d'étirement (N160), et (ii) l'existence probable d'autres volumes de roches où la déformation éclogitique est faible (déformation hétérogène).

3.2 Les structures:

a). Les structures antéalpines:

Dans la zone non déformée, les roches présentent un litage métamorphique très fin qui est marqué par l'alternance de niveaux clairs (anciens niveaux riches en plagioclase) et sombres (anciens niveaux riches en biotite) millimétriques. Ce litage est recoupé par des filons pegmatoïdiques fréquemment observables (Fig.3.8). De telles structures sont particulièrement intéressantes; en effet si on admet que les pegmatoïdes sont antéalpines, alors la déformation alpine était nécessairement faible.

- Des plis isoclinaux sont parfois développés. En raison de l'intensité des déformations qu'ils impliquent et du caractère relativement statique des transformations alpines (sites des minéraux antéalpines toujours visibles), ces plis sont probablement antéalpines.

b). Les structures alpines:

Dans les roches bordant la lentille à relique antéalpines, la déformation alpine est souvent forte.

La schistosité est parallèle à subparallèle à la foliation antéalpine. Elle est toujours bien marquée et est plissée à grande échelle (Fig.3.6). Des plis d'échelle variée, à axe généralement subparallèle à la linéation d'étirement sont par ailleurs fréquents dans cette région.

La linéation d'étirement éclogitique est relativement bien réglée autour d'une direction N 160. Elle est matérialisée par l'allongement des phases minérales néoformées (glaucophane et omphacite) et par l'étirement de rods de quartz.

3.3. Relations métamorphisme déformation:

Les roches constituant la lentille préservée de la déformation éclogitique sont généralement totalement transformées par le métamorphisme éclogitique. Néanmoins les sites des minéraux antéalpines sont encore visibles.

- Les sites du plagioclase sont remplacés par une association à albite+zoïsite (Fig.3.9). Une amphibole faiblement colorée dans les bleus verts et des micas blancs sont parfois visibles.

- Autour des anciens sites de la biotite recristallisent de petits grains de grenat incluant parfois du rutile (fig.3.9). Au milieu du site, des grains de micas blancs sont généralement développés.

- Le quartz est entièrement recristallisé, les sites étant cependant toujours reconnaissables (Fig.3.10).

- Quelques porphyroblastes de zoïsite et d'amphibole bleue apparaissent parfois. Enfin, il faut signaler la présence de grains de rutile et d'un opaque distribué de façon assez aléatoire.

L'accroissement de la déformation (Fig.3.10) se traduit par une déformation des sites des minéraux antéalpines et une augmentation de la taille de grains des phases néoformées. Des porphyroblastes d'amphibole bleue pâle et plus rarement de zoïsite se développent.

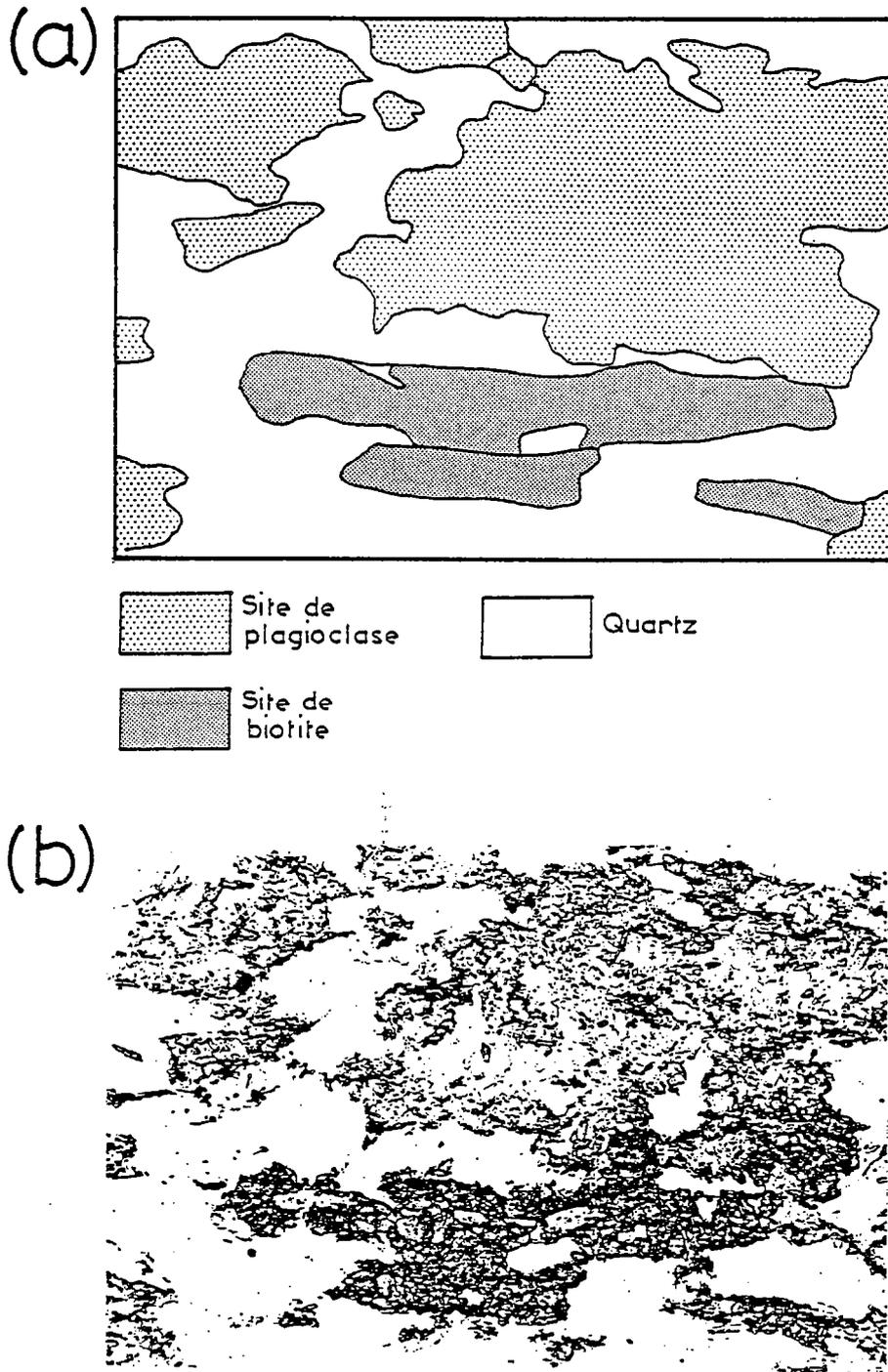
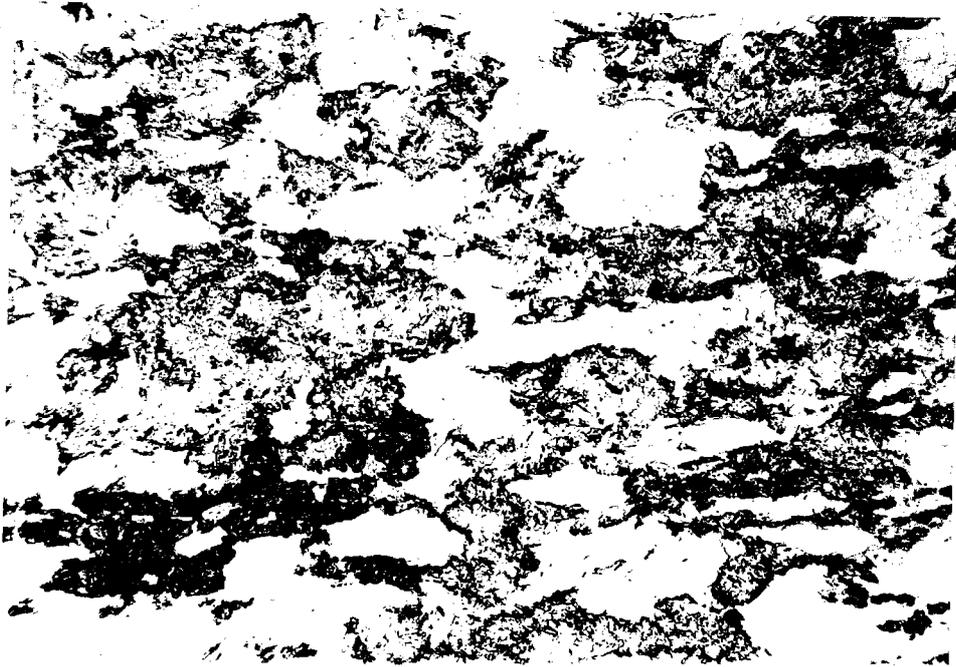


Fig.3.9: Site du plagioclase et de la biotite dans un échantillon non déformé des paragneiss du Mt Béhil.

(a)



(b)



Fig.3.10: Déformation et cristallisation dans les paragneiss du Mt Béchil: (a) volume non déformé. (b) volume déformé.

3.4. Conditions P-T de la déformation:

La cristallisation d'albite dans les sites du plagioclase, qui apparait même dans les niveaux relativement déformés (Fig.3.10b), indique que l'albite est probablement stable lors de la déformation. L'observation d'omphacite syncinématique dans certaines lithologies encaissantes, montre que les conditions P-T sont probablement assez proches de la courbe albite = jadeïte + quartz. Les conditions P-T de cette déformation sont à rapprocher de celles de la phase P2 observée par Hy (1984) qui propose des conditions de l'ordre de 15-16 kbar pour 550 °C. Il s'agit probablement de la fin de la déformation éclogitique.

4. Conclusion:

Les observations précédentes montrent que l'unité des "micaschistes éclogitiques" bien que généralement totalement transformée et fortement déformée en conditions éclogitiques, présente parfois des reliques de structures antéalpines.

- Le premier exemple confirme des observations antérieures (Dal Piaz et al., 1972; Compagnoni et al., 1977a), qui montrent que des volumes relativement peu déformés sont assez souvent visibles dans les granitoïdes. Ceux ci constituent probablement des objets relativement compétents au sein des micaschistes lors de la déformation éclogitique.

- Le deuxième exemple montre que, bien que la déformation soit relativement homogène au sein des micaschistes, il y existe des volumes préservés de la déformation éclogitique. Des structures antéalpines sont alors identifiables. Dans l'exemple traité, les phases antéalpines sont totalement pseudomorphosées par des phases alpines. Des observations antérieures (Compagnoni, 1977; Lardeaux, 1981) montrent que des assemblages antéalpines peu affectés par les transformations alpines sont parfois visibles.

III LA DEFORMATION SCHISTE BLEU PROGRADE:

1. Introduction:

La présence d'une déformation prograde a parfois été invoqué dans l'unité des "micaschistes éclogitiques" (Pognante et al., 1980). En raison du chemin suivi par cette unité (Cf. 2^{ème} partie) qui se traduit par une augmentation conjointe de la pression et de la température (Lardeaux, 1981; Koons, 1986), la déformation prograde aurait lieu dans les conditions du faciès schiste bleu. D'une façon générale, s'il est probable que la déformation des "micaschistes éclogitiques" a commencé lors du trajet prograde, la conservation de l'enregistrement de cette déformation est par contre problématique: l'augmentation de température étant généralement accompagnée par une homogénéisation de la déformation, les premières zones déformées continueront à se déformer jusqu'au "pic" thermique du trajet P-T.

L'objet de ce paragraphe est donc de répondre à la question suivante: quels peuvent être, dans la zone Sesia-Lanzo, les témoins d'une déformation schiste bleu prograde? Cette question sera traitée par deux exemples:

- Le premier décrira des roches où la présence d'une déformation prograde à été invoquée (Pognante et al.(1980).

- Le deuxième exemple décrira une roche (éclogite) où une schistosité précoce est préservée au coeur de certaines phases éclogitiques.

2. Les amphibolites d'Ivozio:

Dans la région d'Ivozio (Fig.3.2) affleure un petit massif de métabasites et d'ultrabasites (Pognante et al., 1980; cf. 1^{ère} partie). Nous allons étudier certaines de ces roches; il s'agit de roches dans lesquelles la croissance du grenat et de l'omphacite est statique, postérieure à la déformation.

2.1. Structures:

Les lithologies qui nous intéressent ici sont des amphibolites qui font partie du massif d'Ivozio. A l'affleurement ces roches apparaissent assez sombres. Elles sont essentiellement composées d'amphibole bleue nuit prédominante et de zoïsite. Elles sont très fortement déformées. De nombreux plis affectent le litage, défini par l'alternance de niveaux plus ou moins riches en zoïsite (Fig.3.11a). Ces plis sont synschisteux et leurs axes sont parallèles à la linéation d'étirement, soit en moyenne N 180 (Fig.3.11b).

Ces structures sont clairement antérieures à la croissance de gros grenats (0.5 - 5 cm) (Fig.3.12). Enfin des fentes où cristallise l'omphacite sont également visibles.

La schistosité est soulignée par l'orientation des amphiboles (marqueurs planolinéaire). Le caractère planaire est d'autant plus fort que les roches sont peu plissées; la fabrique des roches passe ainsi de fabriques L=S dans les zones faiblement plissées à des fabriques L>S dans les zones fortement plissées.

La linéation est toujours bien marquée dans ces roches. Elle est soulignée par l'allongement des amphiboles et des zoïsites. Elle est bien réglée, subhorizontale et a une direction moyenne N 180.

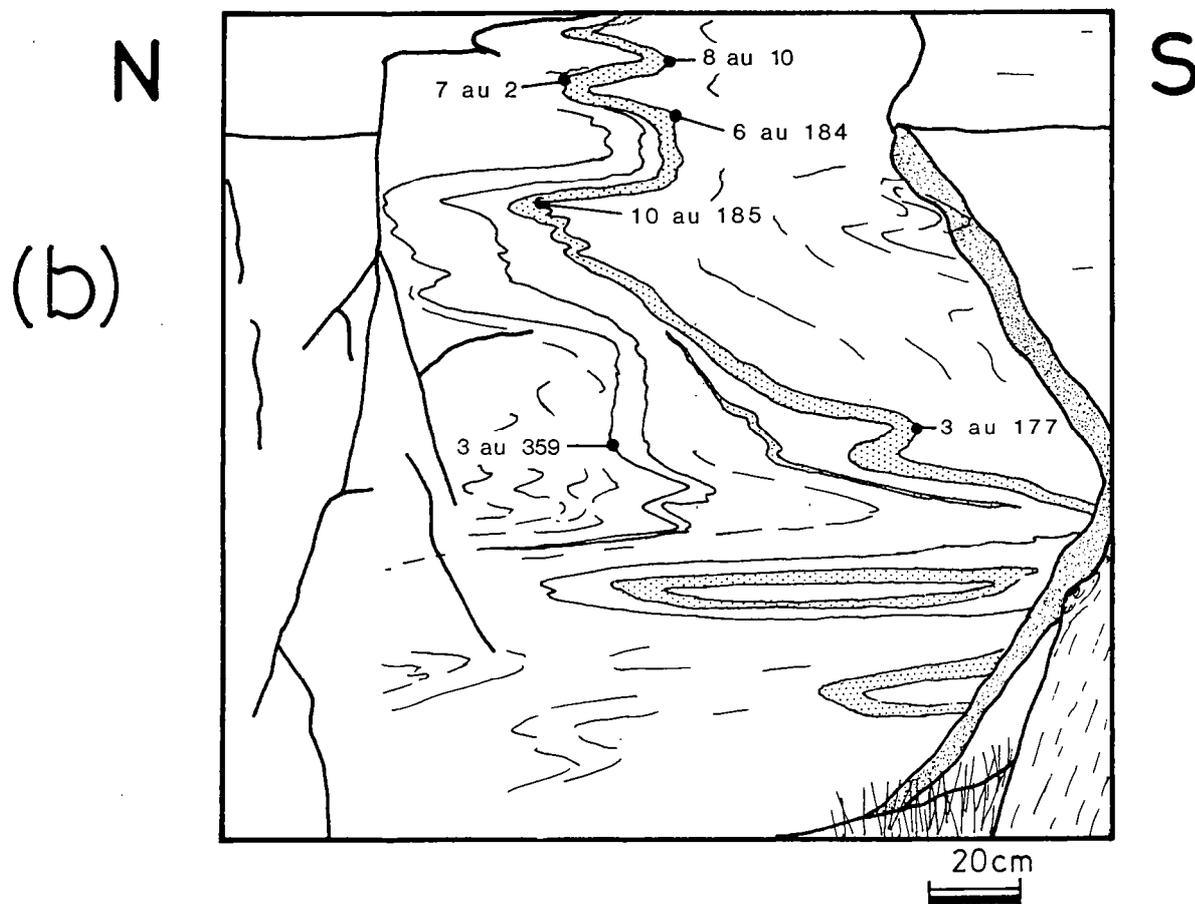


Fig.3.11: (a) Structures dans les amphibolites d'Ivozio. (b) Orientation des axes de plis dans les amphibolites d'Ivozio. Les niveaux clairs et sombres correspondent respectivement à des niveaux riches en zoisite et des niveaux riches en amphibole.

2.2. Conditions P-T du métamorphisme:

L'analyse pétrographique montre que la paragenèse primaire, synchrone de la déformation, est amphibole + zoisite + micas blancs + chlorite + rutile +/- omphacite:

- L'amphibole constitue souvent l'essentiel de la roche. Elle est très pâle en lumière naturelle et n'est pas zonée optiquement. Il s'agit probablement d'une amphibole sodicalcique. Elle est parfois incluse dans le grenat et n'est pas dans ce cas optiquement différente de l'amphibole matricielle.

- La zoisite est incolore en lumière naturelle et polarise dans les gris en lumière polarisée ce qui suggère une teneur en Fe^{3+} très faible. Comme l'amphibole, la zoisite bien que synchrone de la déformation ne montre jamais de trace de déformation intracristalline (extinction onduleuse...).

- De rares cristaux de micas blancs de faible taille, ainsi que quelques grains de chlorite sont visibles, en équilibre textural avec les autres phases.

- De l'omphacite (omphacite I) est parfois présente dans la paragenèse synchrone de la déformation, sous la forme de cristaux trapus d'environ 0.5 - 1mm. Elle ne montre pas de trace de déformation interne. L'omphacite (omphacite II) peut également apparaître dans des fentes recoupant la foliation.

- De gros porphyroblastes de grenats (5 - 40 mm) apparaissent de façon tardive. Ils incluent toutes les autres phases précédemment décrites et possèdent des interfaces nettes avec celles-ci (Fig.3.13). Aucune zonation optique n'est visible dans le grenat ni dans les autres phases.

- Enfin des grains de rutile sont également visibles.

La paragenèse synchrone de la déformation est amphibole + zoisite + micas blancs + chlorite + rutile +/- omphacite I. Le grenat ainsi que l'omphacite II, sont des phases secondaires. La présence d'un pyroxène jadeitique témoigne de conditions de HP/BT. Il est cependant difficile de préciser les conditions exactes de stabilité de la paragenèse. Elles peuvent être schiste bleu ou écolitiques.

2.3. Interprétation:

Ces roches ont été interprétées par Pognante et al. (1980) comme témoignant d'une déformation "schiste bleu" prograde, le métamorphisme écolitique étant uniquement lié à la croissance des grenats et de l'omphacite dans les fractures. Plusieurs hypothèses sont en fait possibles:

- La première hypothèse consiste à dire que le système est fermé. La croissance de grenat se fait alors aux dépens des phases primaires et correspond à une évolution des conditions P-T. C'est l'hypothèse implicitement proposée par Pognante et al. (1980). Elle suppose une différence de chimisme entre l'amphibole en inclusion dans le grenat et celle à l'équilibre avec la bordure du grenat pour pouvoir écrire une telle réaction. Cette différence n'apparaît pas optiquement. La détermination de la chimie des phases à la microsonde nous permettrait de savoir si la croissance du grenat peut avoir lieu en système fermé et donc de tester cette hypothèse.

- La deuxième hypothèse est celle du système ouvert: la croissance du grenat est due à un changement de chimisme du système qui peut être provoqué par la migration d'éléments au sein d'une phase fluide à une échelle plus ou moins grande. Elle ne nécessite donc plus un changement de conditions P-T.

Plusieurs arguments sont en faveur d'un système ouvert:

- Des fentes où l'omphacite cristallise sont observables. La croissance de l'omphacite est probablement due à la circulation d'un fluide riche en ions dans ces fentes; un système ouvert pour la cristallisation de l'omphacite est donc probable. Néanmoins la croissance du grenat ne semble pas directement liée à ces fentes: les grains de grenats ne sont pas plus nombreux à proximité des fentes.

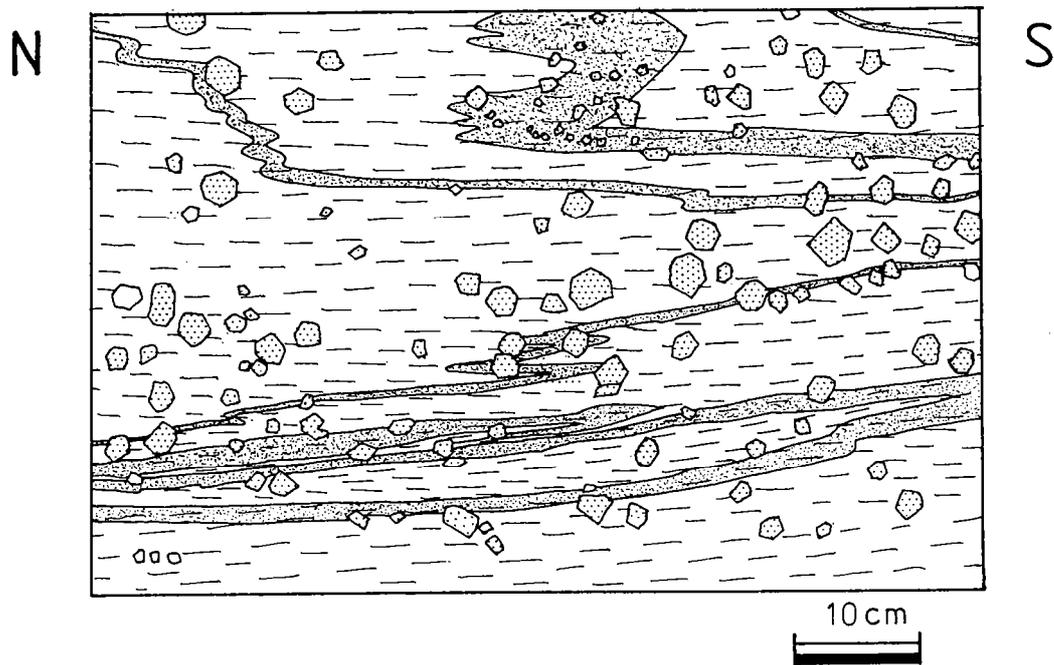


Fig.3.12: Grenat post-cinématique dans les amphibolites d'Ivozio.



Fig.3.13: Relations texturales dans les amphibolites d'Ivozio: le grenat apparait costable avec l'amphibole et la zoïsite.



Fig.3.14: Alignements de grenat dans des metabasites à Ivizoo.

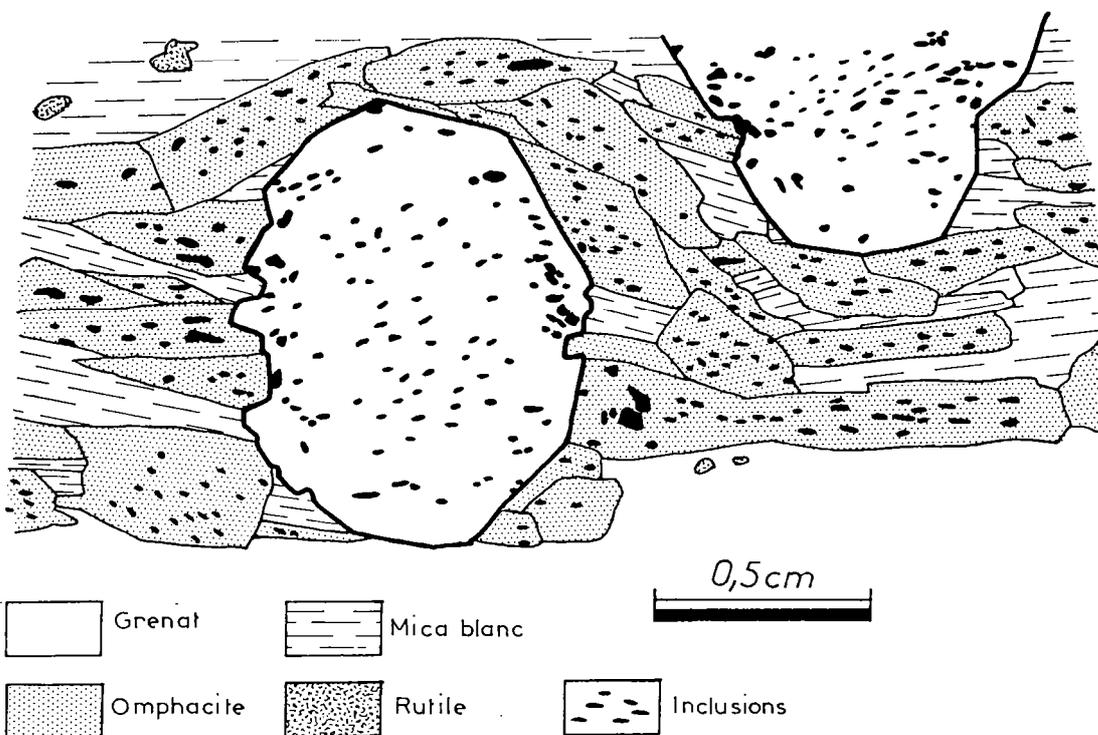


Fig.3.15: Schistosités S1 (soulignée par les inclusions) et S2 (marquée par les phases matricielles) dans une éclogite (échantillon AND7).

- Toujours à Ivozio, à une centaine de mètres de l'affleurement précédent, des "fentes à grenat" sont visibles. Il ne s'agit pas réellement de fentes mais d'alignement de grenats qui recoupe la foliation (Fig.3.14). Ces alignements de grenat suggèrent la migration d'éléments dans une phase fluide le long de surfaces et donc un système ouvert.

- La déformation dans les amphibolites étudiées n'est pas différente de la déformation dans les niveaux d'éclogite du massif d'Ivozio. En particulier ces roches ne semblent pas constituer des "reliques" préservées au milieu de roches affectées par la déformation éclogitique. Elles peuvent n'être que des lithologies différentes ayant subi la même déformation.

Une analyse de la chimie des phases à la microsonde permettrait de trancher entre les deux hypothèses. Elles ne sont pas totalement exclusive: le système peut être ouvert et les conditions P-T varier. Pour les raisons développées précédemment, la deuxième hypothèse me semble la plus probable. Les lithologies étudiées sont probablement déformées en conditions éclogitiques; après la déformation et toujours en conditions éclogitiques, des migrations d'éléments ont lieu, favorisant la croissance de grenat. Des fentes s'ouvrent également dans lesquelles l'omphacite croît.

3. Autre exemple de "déformation prograde":

3.1. Description:

Le problème de la présence d'une déformation prograde peut également être abordé par l'étude de la nature et de la géométrie des inclusions dans certaines phases comme le grenat. Une déformation prograde est ainsi à soupçonner dans l'échantillon AND 7. Il s'agit d'une éclogite qui présente les caractères suivants (Fig.3.15):

Les phases à l'équilibre dans la matrice sont grenat + omphacite + glaucophane + micas blancs + quartz + rutile + tourmaline. Le quartz est très rare, la zoïsite est absente de la matrice. Les phases matricielles sont toujours de forte taille; ainsi omphacite et grenat sont centimétriques. Elles ne montrent que rarement des traces de déformation interne.

- Le coeur des grenats est très riches en inclusions de quartz et de zoïsite de très faible taille (50-100 m), qui définissent une foliation interne. Un mica blanc, du quartz, du rutile ou parfois du sphène (au coeur du grenat) complètent "l'assemblage" en inclusion. Les bordures du grenat ne contiennent que peu d'inclusions; leur taille et leur nature diffèrent: elles sont millimétriques et essentiellement constituées d'omphacite et de quartz.

Les grains d'omphacite contiennent des inclusions de zoïsite et de quartz qui, comme dans le grenat, soulignent une schistosité interne (S1). Bien que des rotations d'un porphyroblaste à l'autre soient parfois visibles, celles-ci sont toujours modérées, de sorte que la schistosité S1 est cohérente d'un porphyroblaste à l'autre et est subparallèle à la schistosité générale de l'échantillon (S2) (Fig.3.15). Les grains d'omphacite sont statistiquement allongés dans la schistosité, certains d'entre eux présentant cependant une forte obliquité par rapport à celle-ci.

3.2. Interprétation:

Deux schistosités sont donc visibles. Parmi les caractères précédemment énoncés, deux sont particulièrement importants: le premier concerne le fait que les deux schistosités sont définies par des phases différentes. Le deuxième est que les deux schistosités soient parallèles. Ces deux observations seront successivement discutées.

1. La première schistosité est soulignée par l'orientation des grains de quartz et zoïsite. Elle est incluse dans les porphyroblastes de grenat et d'omphacite. La seconde schistosité est soulignée par la cristallisation des minéraux matriciels (micas blancs, omphacite, glaucophane).

Si on admet que la croissance des phases grenat et pyroxène est prograde, alors la schistosité S1 est également prograde. L'écart de conditions P-T entre l'assemblage à zoïsite et l'assemblage matriciel est difficile à estimer et peut être faible. L'omphacite apparaît avant la fin de la disparition de la zoïsite puisqu'elle inclue celle-ci. La schistosité S1 pourrait être contemporaine du début de la déformation éclogitique alors que la schistosité S2 marque la fin de celle-ci, les conditions P-T variant au cours de la déformation.

2. Le fait que les deux schistosités soient parallèles et ne varient que très peu d'un porphyroblaste à l'autre, quels que soit l'orientation et la géométrie du porphyroblaste, montre que les porphyroblastes ne subissent que de très faible rotation rigide lors de la déformation éclogitique.

Certains objets ayant une forme anisotrope (l'omphacite), une déformation coaxiale ne suffit pas à expliquer la quasi absence de rotation rigide.

Elle pourrait être expliquée par une déformation éclogitique extrêmement faible. Cette interprétation est irréaliste eu égard à la fabrique de la roche qui implique une déformation non négligeable.

Elle peut être expliquée par une absence de contraste de compétence entre les différentes phases: la déformation éclogitique est alors essentiellement accommodée par une déformation intracrystalline. Les zones abritées sont en effet absentes autour des grains d'omphacite et faiblement développées autour des grains de grenats. Cette observation est compatible avec le fait que, quelle que soit l'orientation des omphacites, des phases grenat et omphacite, c'est le grenat qui subit le plus de rotation rigide (Fig.3.15). Cette rotation est compatible un sens de cisaillement vers le nord.

Cette observation est à rapprocher de celle de Ballèvre et Gapais (1986), qui montrent dans une éclogite du massif du Grand-Paradis, une absence de contraste de compétence entre le grenat et les phases matricielles. De faibles contrastes de compétence entre les phases éclogitiques peuvent également expliquer le faible développement des zones abritées autour du grenat et l'absence d'inclusion sigmoïde au sein du grenat dans les diverses lithologies constituant les "micaschistes éclogitiques". Enfin rappelons qu'une déformation intracrystalline de l'omphacite et du grenat en conditions éclogitiques a déjà été proposée dans des roches de l'unité des "micaschistes éclogitiques" (Buatier et Lardeaux, 1987).

4. Conclusion:

Les deux exemples décrits précédemment, s'ils ne témoignent pas nécessairement de la présence d'une déformation schiste bleu prograde, n'en sont pas moins des objets clés pour la caractérisation de la déformation dans l'unité des "micaschistes éclogitiques".

- Dans le premier exemple, la déformation observable est caractérisée par une linéation fortement exprimée, de direction N 180. Des plis synschisteux à axes parallèles à la linéation sont visibles.

Cette déformation est scellée par la cristallisation de gros porphyroblastes de grenat et l'ouverture de fentes où cristallise de l'omphacite. Elle est donc anté- à synéclogitique.

- Dans le deuxième exemple, deux schistosités subparallèles sont visibles dans le même échantillon; ces deux schistosités sont définies par des phases minérales différentes:

La première schistosité est essentiellement soulignée par l'alignement d'inclusion de quartz et de zoïsite à l'intérieur des porphyroblastes de grenat et d'omphacite. La deuxième schistosité est marquée par la fabrique de forme des minéraux matriciels (essentiellement omphacite et mica blanc).

Le fait que les deux schistosités soient parallèles montre que les porphyroblastes de grenat et d'omphacite n'ont subi que de faibles rotations au cours de la déformation et que l'essentiel de la déformation est accommodé par une déformation intracrystalline; elle implique de faibles contrastes rhéologiques entre les diverses phases matricielles.

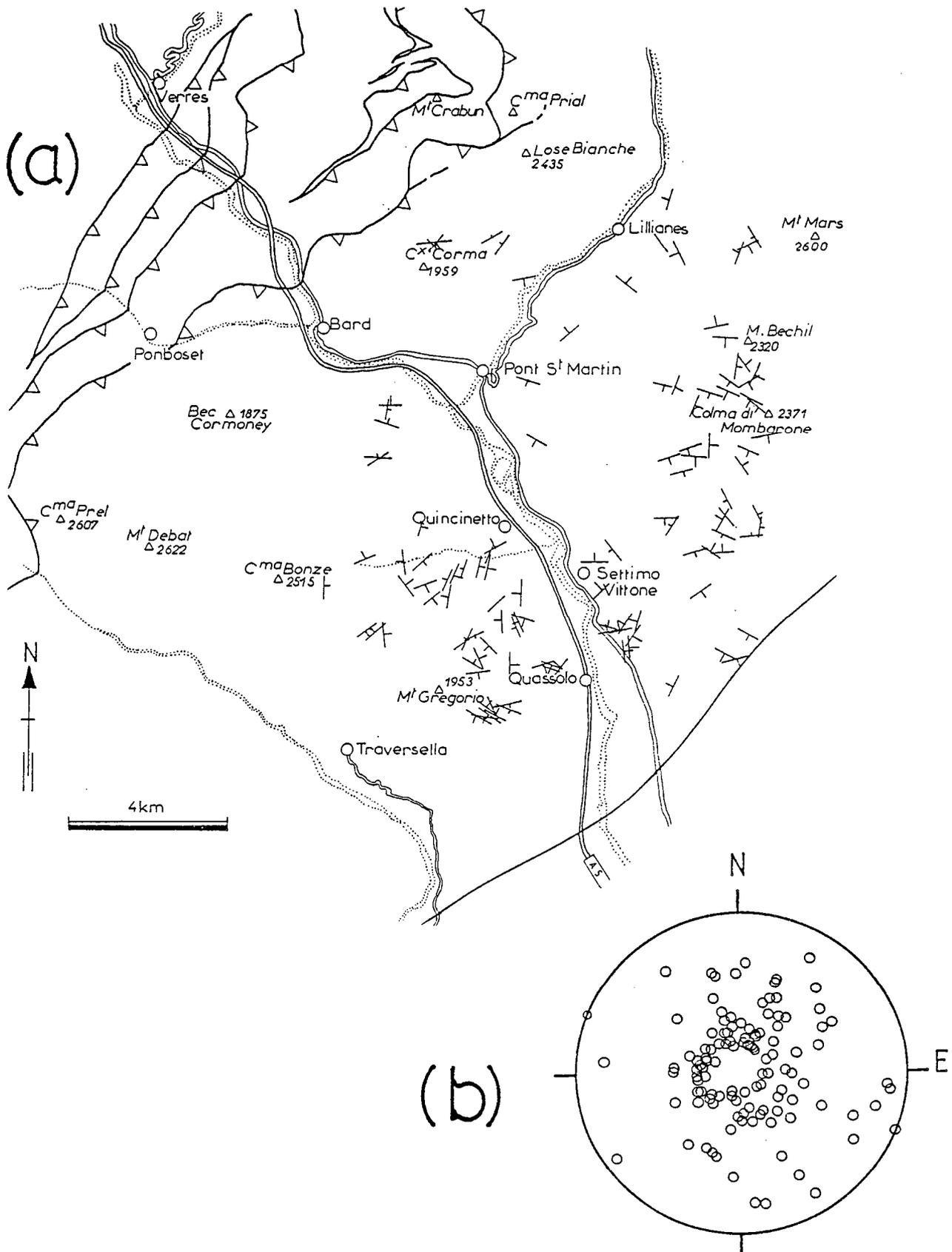


Fig.3.16: (a) Orientation de la schistosité synéclogitique dans la zone Sesia-Lanzo.
 (b) pôle des plans de schistosité S1 dans les "micaschistes éclogitiques" (diagramme de Wulff, projection sur l'hémisphère inférieur).

IV. LA DEFORMATION ECLOGITIQUE (D1):

1. Introduction

La déformation éclogitique a été étudiée dans la partie interne des "micaschistes éclogitiques", dans un secteur où les déformations rétro-morphiques sont faibles. La déformation éclogitique est responsable dans ce secteur de la majeure partie des structures observables (Pognante et al., 1980; Hy, 1984). Elle est en particulier responsable de la foliation visible dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". Nous verrons que bien que plusieurs phases plicatives synéclogitiques soient identifiables, ces phases sont compatibles avec une seule déformation progressive.

2. La schistosité:

La schistosité synéclogitique est toujours bien exprimée dans les diverses lithologies de l'unité des "micaschistes éclogitiques". C'est l'élément géométrique dominant de la déformation éclogitique. D'une façon générale, elle est toujours parallèle à subparallèle aux limites lithologiques. La cartographie générale de la schistosité est difficile à établir pour deux raisons principales, qui sont la complexité locale des trajectoires de schistosité à l'échelle de l'affleurement, et le manque de continuité des affleurements. Bien que sa géométrie soit parfois très complexe, on retiendra cependant que la schistosité synéclogitique a généralement un faible pendage (Fig.3.16).

3. La linéation d'étirement finie

De nombreux marqueurs matérialisent sur le terrain la linéation d'étirement L1, qui est toujours, quelle que soit la lithologie, facilement observable; elle est particulièrement bien marquée dans les micaschistes banaux qui, nous l'avons vu, constituent l'essentiel de l'unité des "micaschistes éclogitiques".

- Des rods de quartz sont étirés dans la direction d'étirement finie (Fig.3.17a). Ces rods de quartz, abondants dans les micaschistes, ont été interprétés comme des charnières de plis P1, allongées selon L1 (Hy, 1984). Ils sont, en raison de leur linéarité, d'excellents marqueurs de la direction d'étirement finie.

- La linéation d'étirement finie est également définie par une linéation d'agrégats du quartz dans les roches. Là encore, la structure est très linéaire, et la direction d'étirement est très bien marquée.

- La linéation d'étirement est aussi marquée par l'allongement des minéraux syncinématiques (Fig.3.17b).

Trois phases sont particulièrement concernés: il s'agit de la glaucophane, de l'omphacite et de la zoïsite. Ces trois phases présentant une structure linéaire ou planolinéaire, sont préférentiellement orientées dans la direction d'étirement. Cette orientation est plus ou moins bonne et varie notamment en fonction de leur forme (Ildefonse, 1987). Bien que ces objets ne soient pas toujours les meilleurs pour définir la linéation d'étirement finie, leur présence est importante car elle permet de "caler" l'âge de la déformation. Cette observation, nécessaire si on veut s'assurer que la déformation est bien éclogitique, est facilitée par le fait que ces minéraux sont gros et abondants dans l'ensemble de la zone Sesia-Lanzo. L'association grenat-omphacite, caractéristique du métamorphisme éclogitique, est extrêmement commune dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". Le caractère de blaste peut être vérifié (i) sur le terrain en raison de leur taille et (ii) en laboratoire grâce à l'analyse texturale au microscope optique. C'est sur ces bases qu'a été effectuée la cartographie de la linéation d'étirement finie (Fig.3.18).

Bien que des perturbations locales existent, les trajectoires de la linéation d'étirement finie sont cohérentes à l'échelle de la zone Sesia-Lanzo. La direction moyenne des linéations d'étirement est N160.

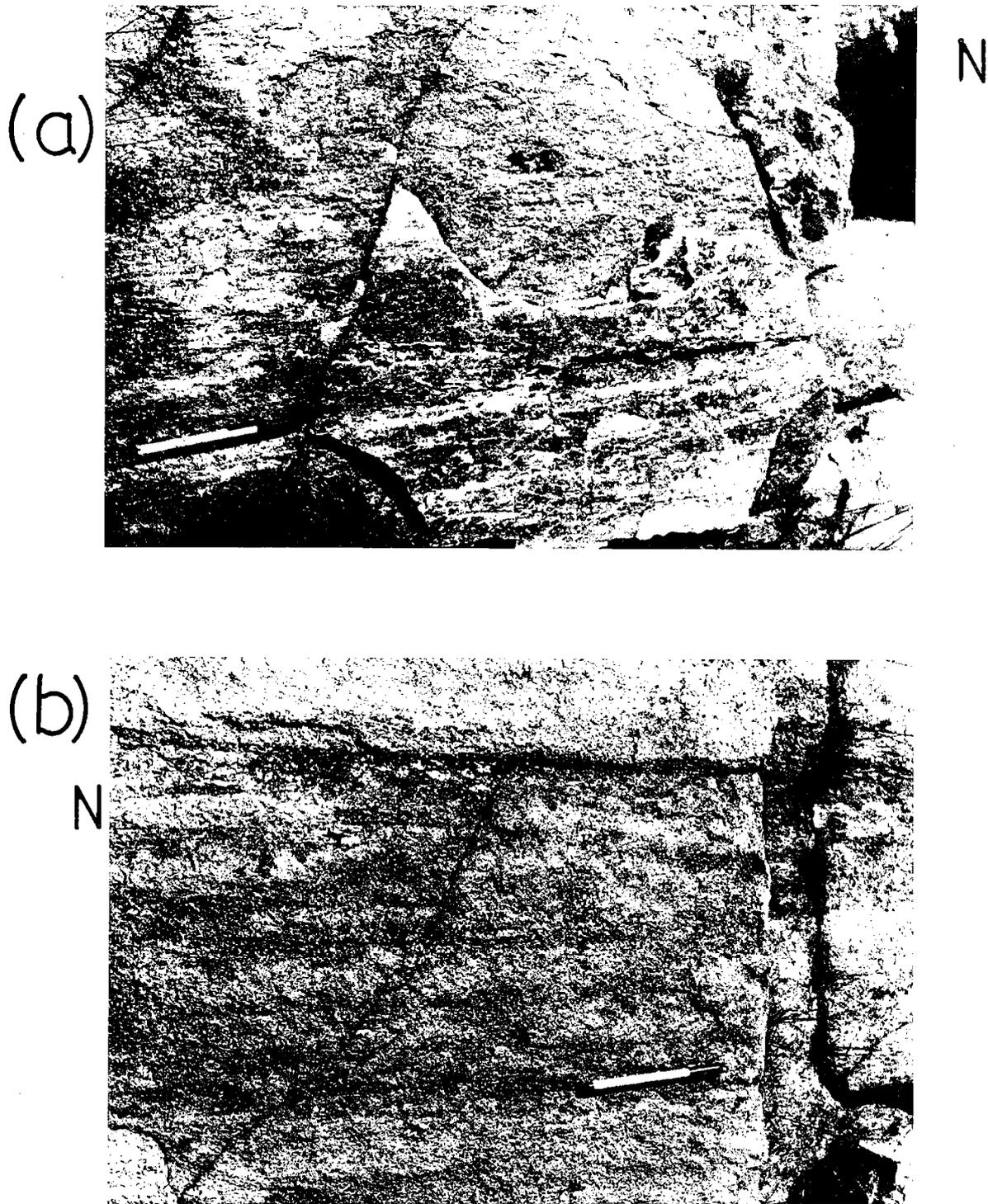


Fig.3.17: Les marqueurs de la linéation d'étirement éclogitique: (a) rods de quartz soulignant la linéation d'étirement. (b) Minéraux syncinématique (omphacite) soulignant la linéation d'étirement finie dans une éclogite.

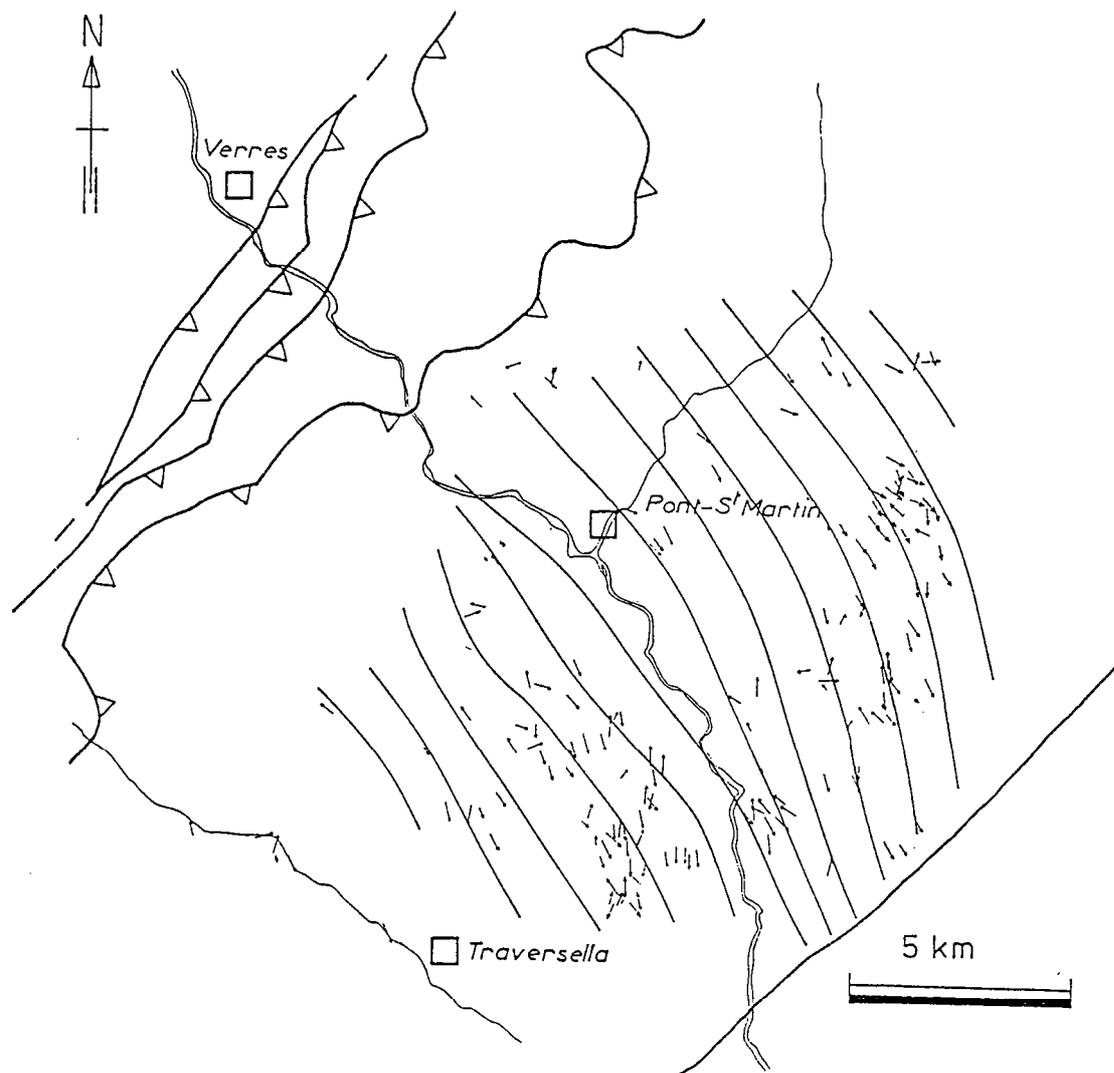


Fig.3.18: Trajectoire des linéations d'étirement fine éclogitiques dans les "micaschistes éclogitiques".

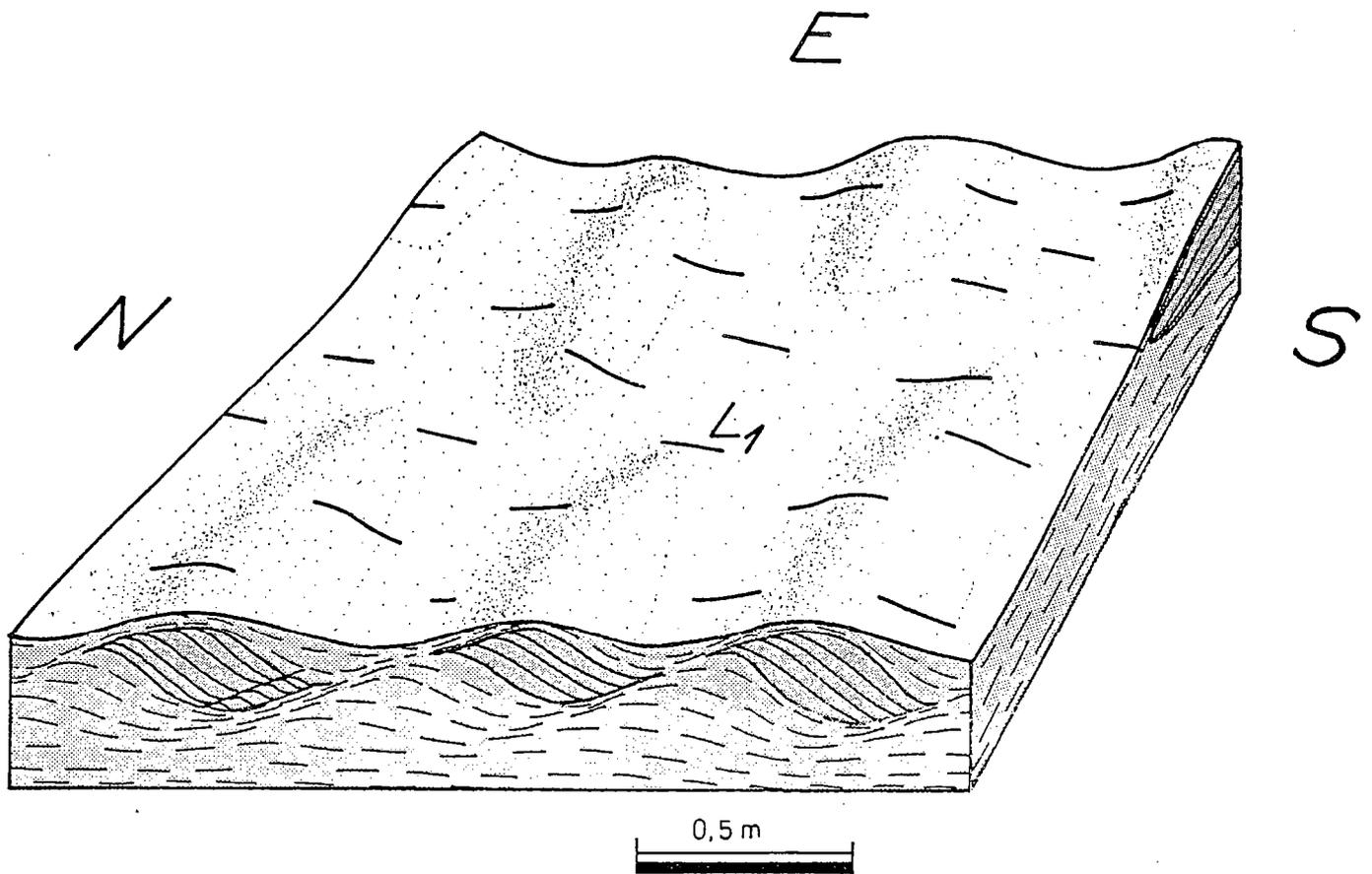
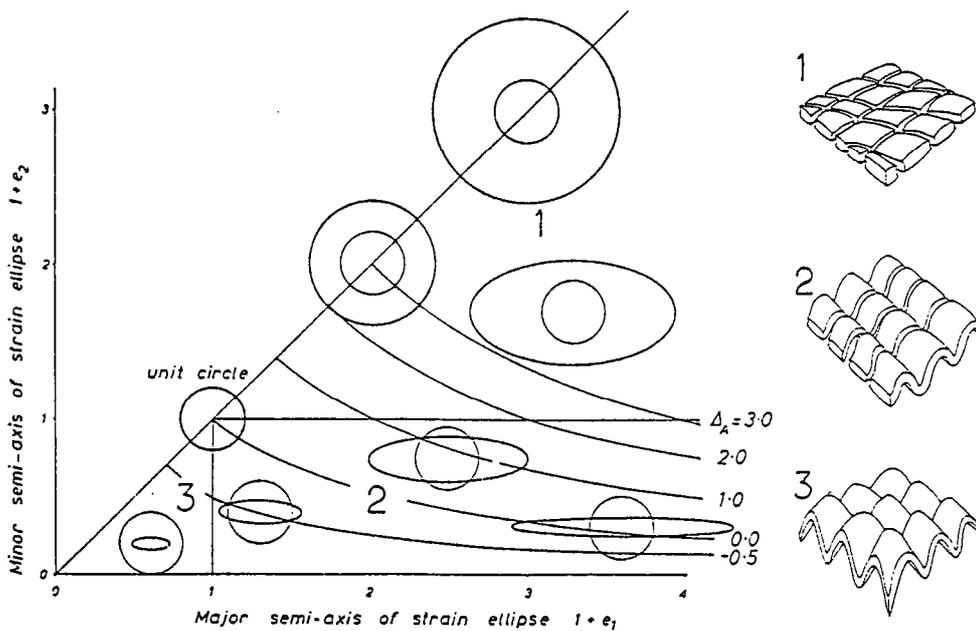


Fig.3.19: Boudinage d'un niveau d'éclogite et déformation D1.



Classification of strain ellipse shapes made by graphing $1 + e_1$ against $1 + e_2$. Strain ellipses fall into one of three main fields. Lines of equal area change Δ_A are shown.

Fig.3.20: Ellipsoïde de déformation et boudinage (d'après Ramsay et Huber, 1983).

Elle est compatible avec celle observée légèrement au Nord du secteur étudié, dans la région du Mont Muçrone, par Hy (1984) et Hildefonse (1987).

4. Forme de l'ellipsoïde et intensité de la déformation finie:

Différentes méthodes ont été tentées pour préciser la forme et l'intensité de la déformation éclogitique.

a). La méthode de Fry (1979, autocorrélation sur une population de point) a été tentée en prenant les grenats (abondants dans les micaschistes) comme marqueurs. Cette méthode a échoué pour diverses raisons:

- La déformation éclogitique est probablement trop forte; une simulation par ordinateur a en effet montré que cette méthode n'était en pratique applicable que pour de faibles taux de déformation (Gauthier, 1984).

- Il y a probablement des interférences entre les objets au cours de la déformation, ceux-ci étant trop proches.

- Cette méthode suppose l'existence d'une distance minimale entre les objets pris comme marqueurs: la répartition des grenats est aléatoire et parfois hétérogène de sorte que la distance minimale correspond au diamètre moyen des grenats: la forme de l'ellipsoïde va donc être définie par les objets les plus proches, qui ont les plus fortes interférences lors de la déformation.

b). En l'absence d'autres objets adéquats, la quantification de l'intensité de la déformation n'a pas été possible. Néanmoins, dans un cas, une estimation semi quantitative a pu être faite: l'objet est un niveau d'éclogite boudiné au sein des micaschistes. La forme des boudins peut être appréciée en trois dimensions (Fig.3.19).

La foliation est subhorizontale, la linéation d'étirement finie a une direction N180 et est matérialisée par la cristallisation d'omphacite et de glaucophane très bien réglé dans cette direction. La déformation est clairement éclogitique.

Le plan XZ est un plan de coupe et le plan XY correspond à la surface topographique. Les boudins provoquent des ondulations de la schistosité qui permettent de définir la forme des boudins et les distances approximatives entre ceux ci.

- Les boudins sont allongés dans la direction Y et sont eux même fortement déformés comme en témoigne la forte fabrique des éclogites; une nette schistosité synéclogitique est visible à l'intérieur des boudins. Cette schistosité porte une linéation d'étirement minérale de même direction que la linéation d'étirement finie observable dans l'encaissant. Les boudins n'ont donc probablement pas tournés au cours de la déformation.

La géométrie des boudins dans le plan XZ est très intéressante: elle est définie par des bandes de cisaillement qui séparent les boudins (Fig.3.19). La déformation est donc noncoaxiale. Ces bandes sont compatibles avec un sens de cisaillement vers le Nord.

- Le niveau d'éclogite est boudiné à la fois dans le plans XZ et dans le plan YZ (boudinage en "tablette de chocolat", Ramsay, 1967; Ramsay et Huber, 1983). L'ellipsoïde de déformation est donc situé dans le champ de l'aplatissement (Fig.3.20). Une quantité de déformation minimale peut être estimée très grossièrement grâce à la mesure de la taille du boudin (d_1) et de la distance interboudin (d_2) dans les directions X et Y. L'extension ainsi définie $((d_1 + d_2/d_1) - 1)$ est d'environ 150 % dans la direction X et de 75 % dans la direction Y.

Cette estimation est très approximative: outre les incertitudes liée à la mesure et au faible nombre de boudins, cette estimation ne tient pas compte de la déformation interne des boudins et sous-

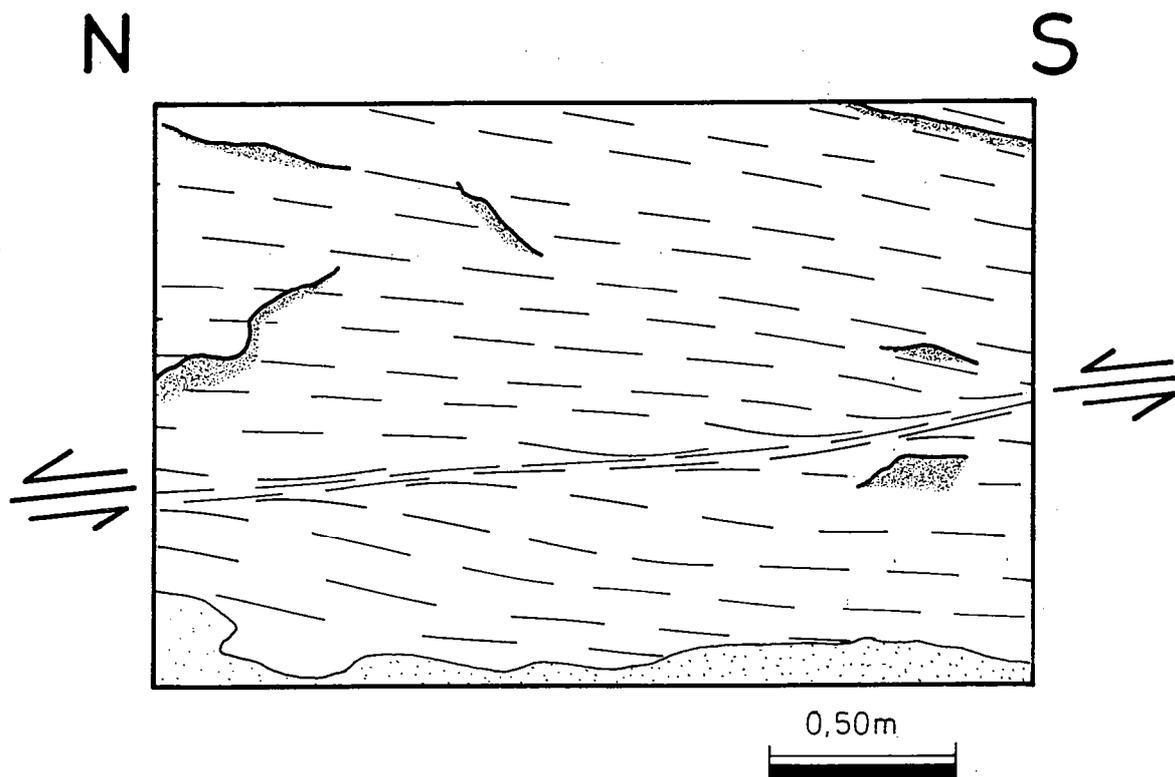


Fig.3.21: Zone de cisaillement isolée au sein des micaschistes.



Fig.3.22: Bandes de cisaillement d'échelle décimétriques dans les "micaschistes éclogitiques".

estime donc largement la quantité de déformation. Elle est néanmoins intéressante: elle montre que la déformation éclogitique a lieu dans le champ de l'aplatissement et que la quantité de déformation est forte puisque l'extension est supérieure à 150 % dans la direction X.

Ces roches n'apparaissent pas plus déformées que la moyenne des "micaschistes éclogitiques". Il eut été intéressant de multiplier ce type d'observation dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". Elle n'a malheureusement été répétée qu'une seule fois: le plan XY étant le seul plan visible, l'extension dans la direction X étant de l'ordre de 150 %.

c). Bien que l'intensité de la déformation n'ait pu être quantifiée, plusieurs observations permettent d'affirmer que la déformation éclogitique est forte dans l'unité des "micaschistes éclogitiques":

- Plus de 95 % des roches sont totalement éclogitisées. Cette éclogitisation revêt presque toujours un caractère dynamique. Elle témoigne donc de l'intensité de la déformation éclogitique.

- A de rares exceptions près, la foliation éclogitique est toujours parallèle au litage, montrant là encore que la déformation éclogitique est forte.

- Lorsque des niveaux sont boudinés (par exemple des niveaux éclogitiques), les rapports distance inter-boudins/taille du boudin sont souvent forts ce qui dénote une forte extension.

- La fabrique générale des roches suppose une déformation importante.

Ces différents critères montrent que la déformation éclogitique est forte dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". Elle est de plus relativement homogène, la quasi totalité des roches étant déformée.

d). La fabrique générale de la roche peut être utilisée (Flinn, 1965) pour préciser la forme de l'ellipsoïde de déformation. Cette méthode est certes un peu approximative, la fabrique de forme des roches étant également sensible à l'intensité de la déformation et à l'abondance de certains minéraux: dans les micaschistes, le caractère planaire est probablement exagéré en raison de l'abondance des micas blancs. Néanmoins, qu'elle que soit la lithologie, les fabriques de forme sont généralement de type L<S et donc significatives d'une déformation en aplatissement.

e). Un autre critère de déformation en aplatissement est apporté par la présence de bandes de cisaillement conjuguées à la fois sur XZ et sur YZ.

5. Régime de la déformation:

- Les critères nous permettant de préciser le régime de la déformation sont peu fréquents. Les rares critères observés sont de plus, pas toujours cohérents d'un affleurement à l'autre de sorte qu'il n'est pas possible de dégager un sens de cisaillement à l'échelle de l'unité des "micaschistes éclogitiques". Les types de critères observables seront néanmoins décrit car en tant qu'élément de la déformation ils nous renseignent sur celle-ci.

- Des bandes de cisaillement d'échelle variée sont parfois visibles (Fig.3.21 à 3.23):

elles peuvent apparaître à la faveur du boudinage de certains niveaux (Fig.3.19). ce type d'affleurement est relativement rare puisqu'il n'a été observé qu'à deux reprises.

Des zones de cisaillement isolées au sein des micaschistes (Fig.3.21) ont également été observées. Là encore de telles structures sont rares.

Les bandes de cisaillement d'échelle décimétriques (Fig.3.22), ou centimétriques (Fig.3.23) sont plus fréquentes.

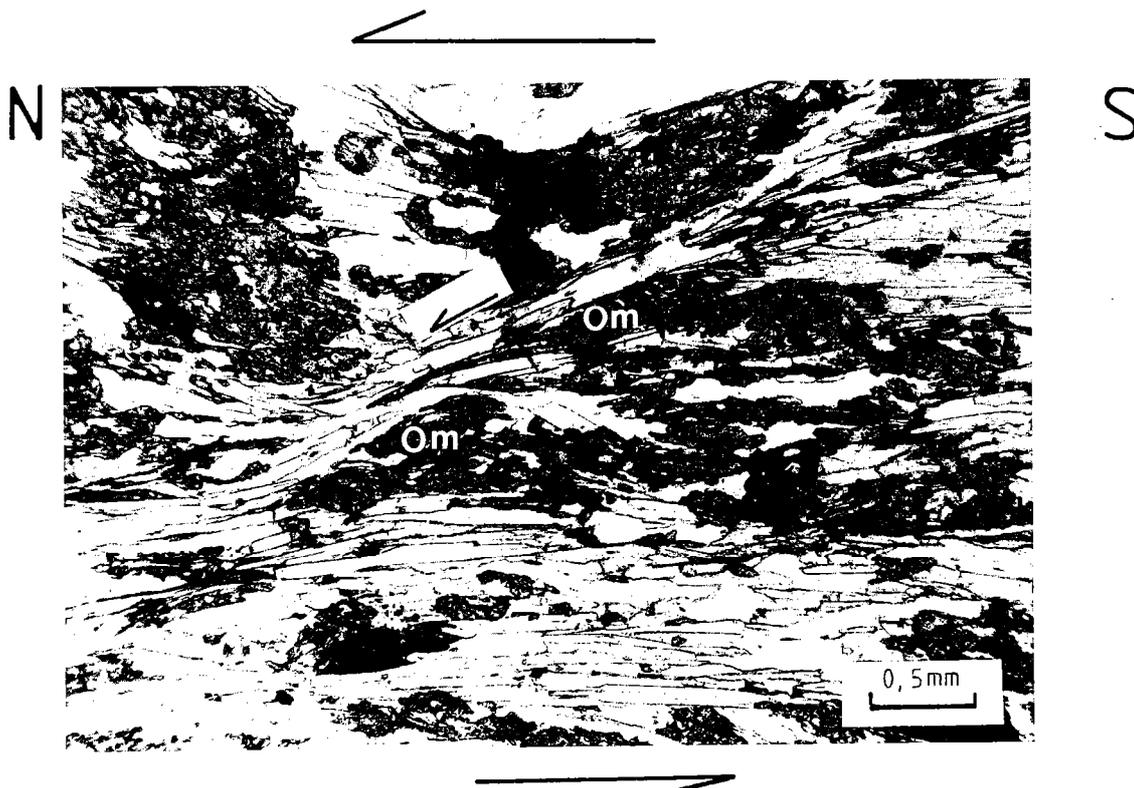


Fig.3.23: Bandes de cisaillement secondaires dans les micaschistes écolitiques.

- Des ombres de pression dissymétriques sont parfois développées autour des grenats. Dans les zones abritées recristallisent l'omphacite et la glaucophane marquant ainsi le caractère écolitique de la déformation.

- Un excellent critères de déformation non coaxiale est la présence d'inclusions sigmoïdes dans les grenats (Spry, 1963; Schoneveld, 1977). Malheureusement de telles structures sont exceptionnelles dans l'unité des "micaschistes écolitiques": Les grenats sont généralement idioblastiques, assez souvent en atoll (Koons, 1983) et ne contiennent que rarement des inclusions. Quand ils en contiennent, la rotation suggérée par la géométrie des inclusions est toujours faible voir nulle.

Ces observations sont trop partielles et trop peu cohérentes pour qu'un sens de cisaillement soit déduit. Il semble toutefois très peu probable que la déformation écolitique soit coaxiale: l'établissement du métamorphisme écolitique nécessite un contexte de subduction/collision, qui provoque un empilement d'unité responsable de l'épaississement. Ce contexte est donc fortement cisailant; aussi une déformation forte et coaxiale durant ces processus apparait très improbable sinon impossible. Nous admettrons donc que la déformation écolitique est contemporaine d'un cisaillement vers le Nord dans l'unité des "micaschistes écolitiques".

6. Les structures associées à la déformation écolitique:

6.1 Introduction:

Nous verrons dans ce chapitre quelques types de structures associées à la déformation écolitique. Nous nous intéresserons particulièrement au plissement, et analyserons la compatibilité entre les phases de plis observées et la déformation écolitique dans son ensemble. La démarche sera la suivante: nous partirons de l'analyse microstructurale d'une région relativement restreinte mais significative de la complexité que peut revêtir la déformation écolitique et analyserons les superpositions visibles. Nous en tirerons les conséquences que cela a sur la déformation écolitique.

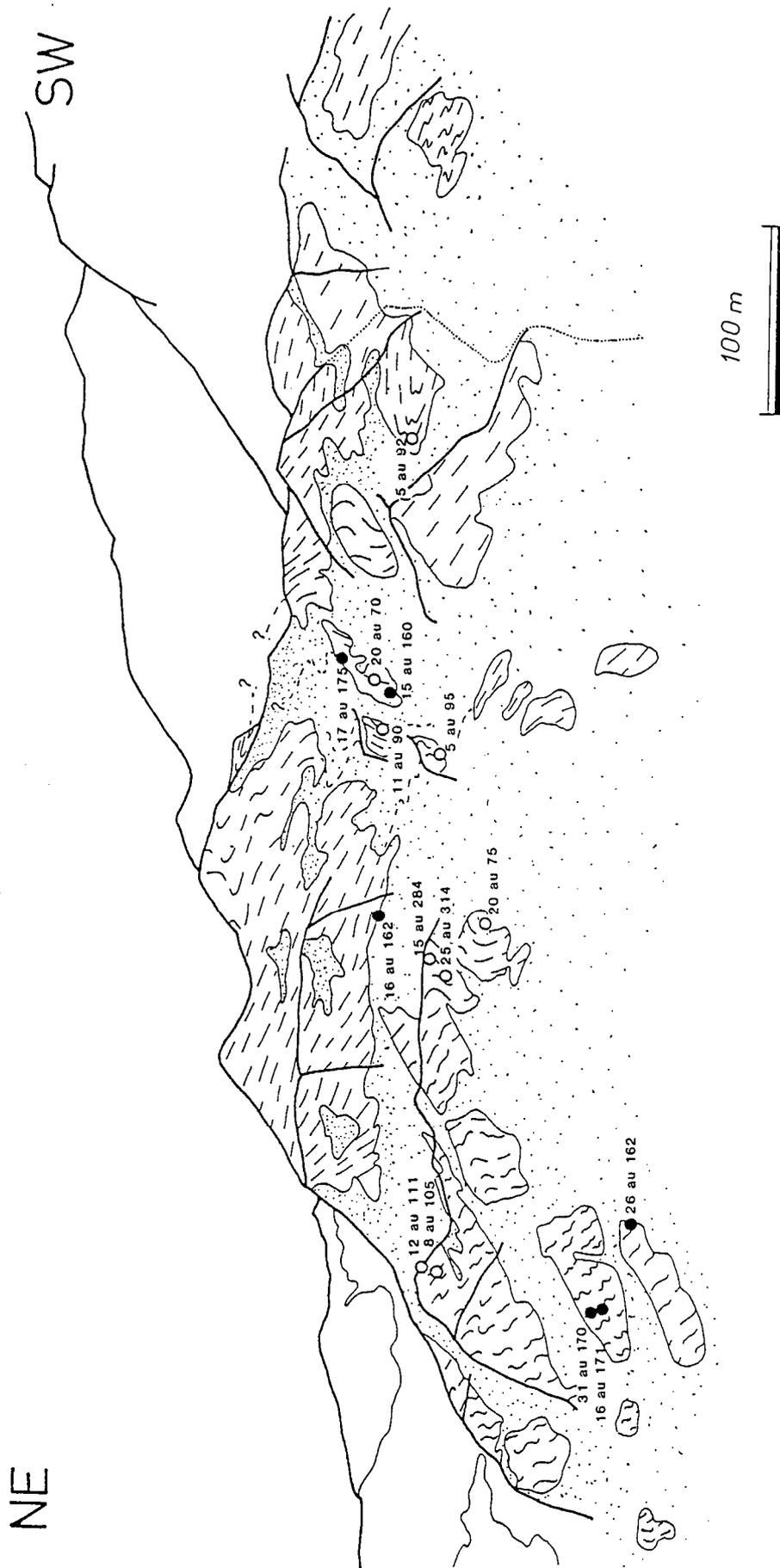


Fig.3.24: Géométrie des foliations et axes de pli dans la région du Mt Roux.

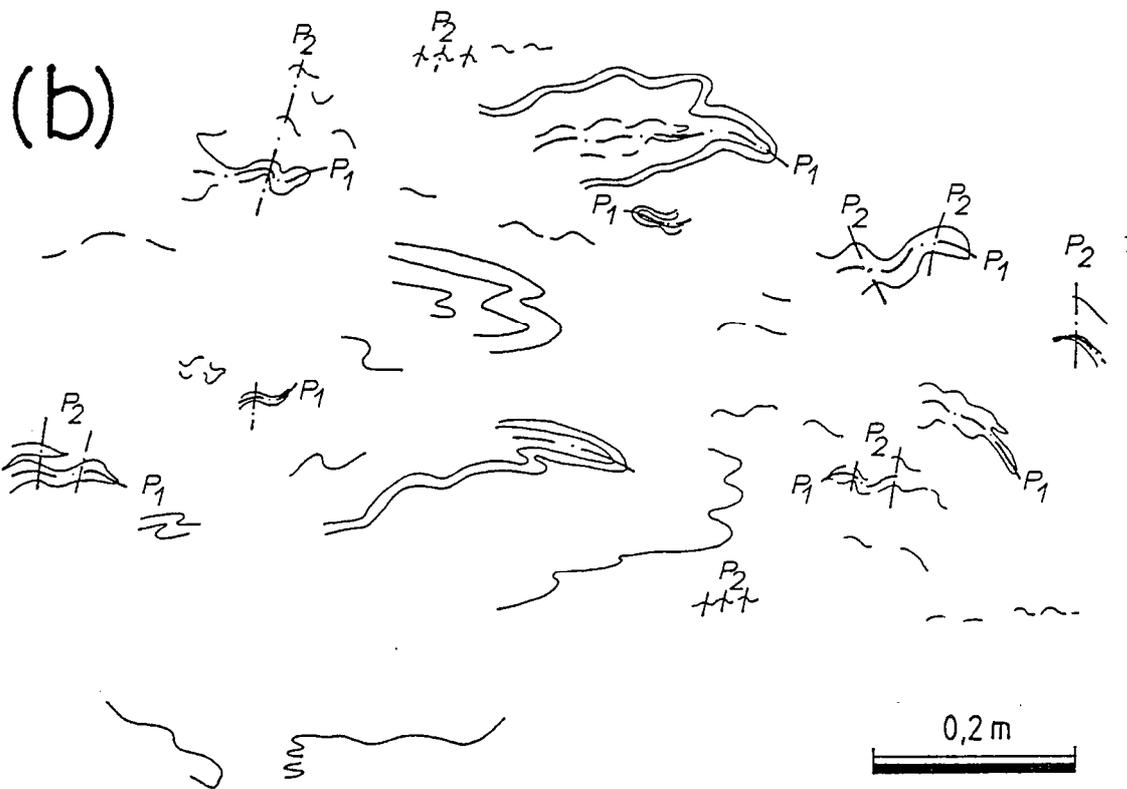
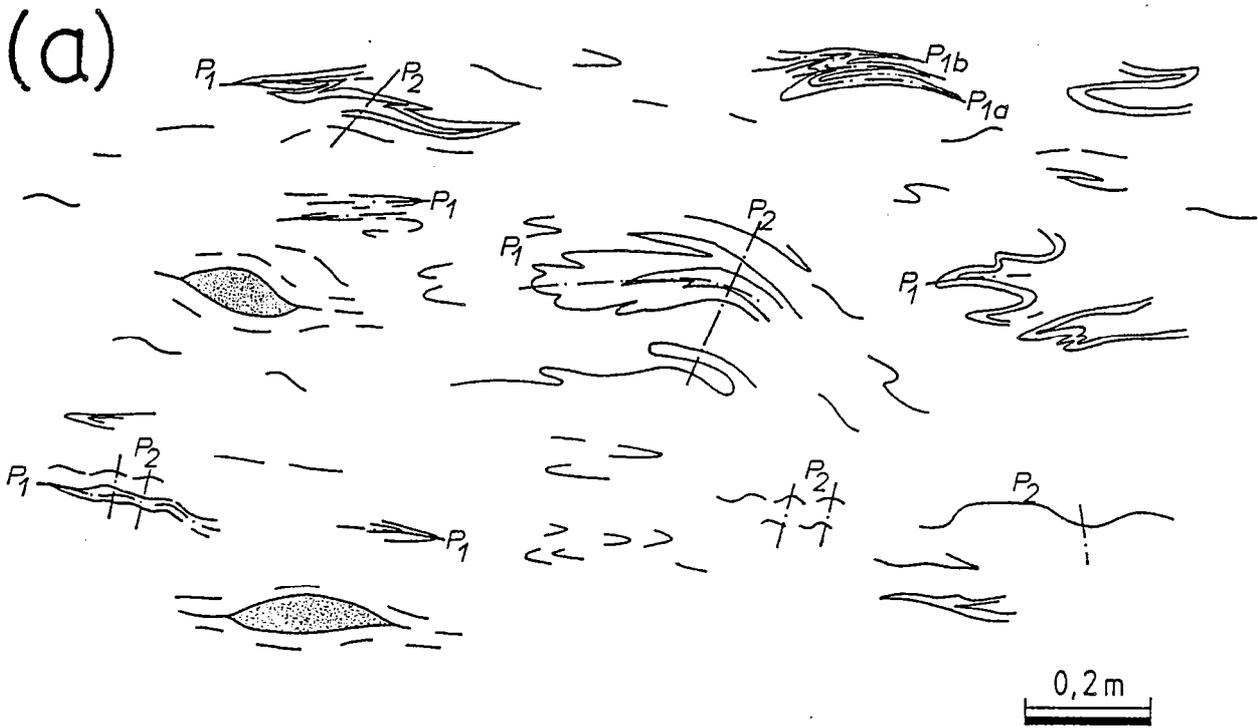


Fig.3.25: Superposition de pli P1 et P2 dans la région du Mt Roux.

à décimétriques d'éclogites sont abondants. Des niveaux riches en quartz sont également présents. Ces niveaux constitueront les repères nous permettant d'analyser la superposition des structures. Dans cette région la géométrie des foliations est particulièrement complexe (Fig.3.24a). Plusieurs phases de plis sont en effet visibles:

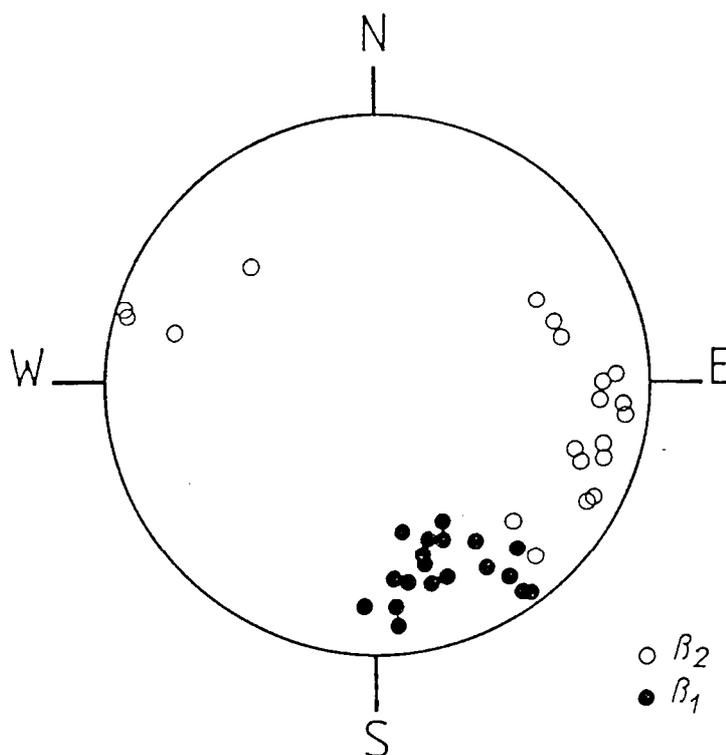


Fig.3.26: Orientation des axes de plis dans la région du Mt Roux.

6.2 Les phases de déformation

a) La phase P1:

- Des plis isoclinaux centimétriques à décimétriques sont fréquemment développés (Fig.3.25). Ces plis ont des axes en moyenne orientés N-S (Fig.3.26). Ils sont parallèles à la linéation d'étirement éclogitique matérialisée par l'orientation de l'omphacite et de la glaucophane. Deux sous phases sont parfois visibles (Fig.3.25a). Les figures de superpositions entre ces deux sous phases (P1a et P1b) sont de type 3 dans la classification de Ramsay (1967). Il n'y a pas lieu ici de distinguer deux phases, les deux sous-phases possédant les mêmes caractères. Les plis P1 sont le plus souvent des plis couchés de sorte que le plan axial est subparallèle à la foliation générale. Ces plis développent une schistosité principalement matérialisée par la recristallisation des micas.

Bien qu'ils aient toujours été observés à petite échelle, les plis P1 laissent soupçonner la présence de plis de plus grande ampleur.

Une crénulation, subparallèle à la linéation d'étirement éclogitique, est souvent développée dans les micaschistes. Il est assez difficile de la positionner chronologiquement par rapport aux phases P1 et P2, aucune figure de superposition n'étant visible. Elle ne semble pas associée à la rétromorphose; il ne s'agit donc pas de la phase P3 identifiée par Pognante et al. (1980) et Hy (1984) dans la même région. La crénulation observée est l'un des éléments géométriques de la déformation éclogitique.

b) La phase P2

- Des plis cylindriques à isoclinaux, d'échelle décimétrique à hectométrique sont également visibles. Ils plissent la linéation d'étirement. L'orientation des axes de plis P2 varient entre N170 et N90 avec un regroupement autour de cette dernière valeur (Fig.3.26). Les plis P2 ne développent que très rarement une schistosité de plan axial, qui est alors très frustrée. La phase P2 n'est pas associée à une rétromorphose des assemblages éclogitiques. Elle a probablement lieu à la fin de la déformation éclogitique.

c) La phase P3

Une déformation rétromorphique (P3) est parfois observable dans le secteur d'étude. Son intensité est toujours très faible. Une rétromorphose des phases éclogitiques dans les conditions du faciès schiste vert lui est associée. On citera comme exemple la fracturation des porphyroclastes de glaucophane et la cristallisation d'association à albite + amphibole vertes dans les fentes. Aucune structure meso ou megascopique associée à cette déformation n'a été relevée.

d) . *Figure de superposition P1 + P2*

Des sections ocellées sont parfois visibles dans le plan XZ (Fig.3.27). Deux interprétations sont possibles: (1) il s'agit de section de plis en fourreaux (Quinquis et al., 1978); (2) ce sont des figures de superposition des phases P1 et P2 (figures de superposition de type 1, Ramsay, 1967; Ramsay et Huber, 1983). Plus fréquemment, des figures de superposition de type 3 sont observables (Fig.3.25).

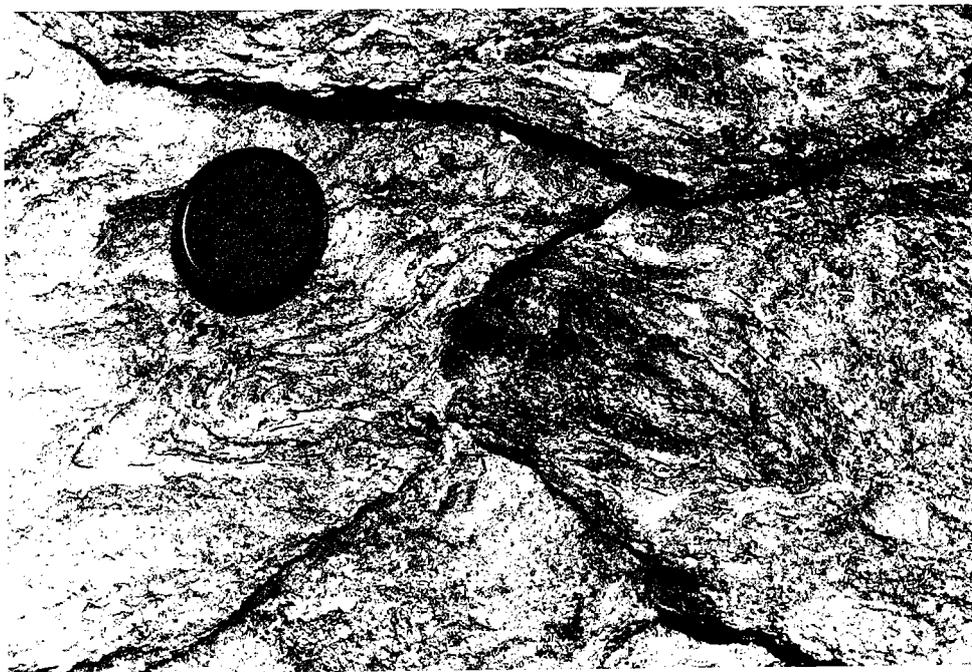


Fig.3.27: Section ocellée dans la région du Mt Roux . Plan YZ.

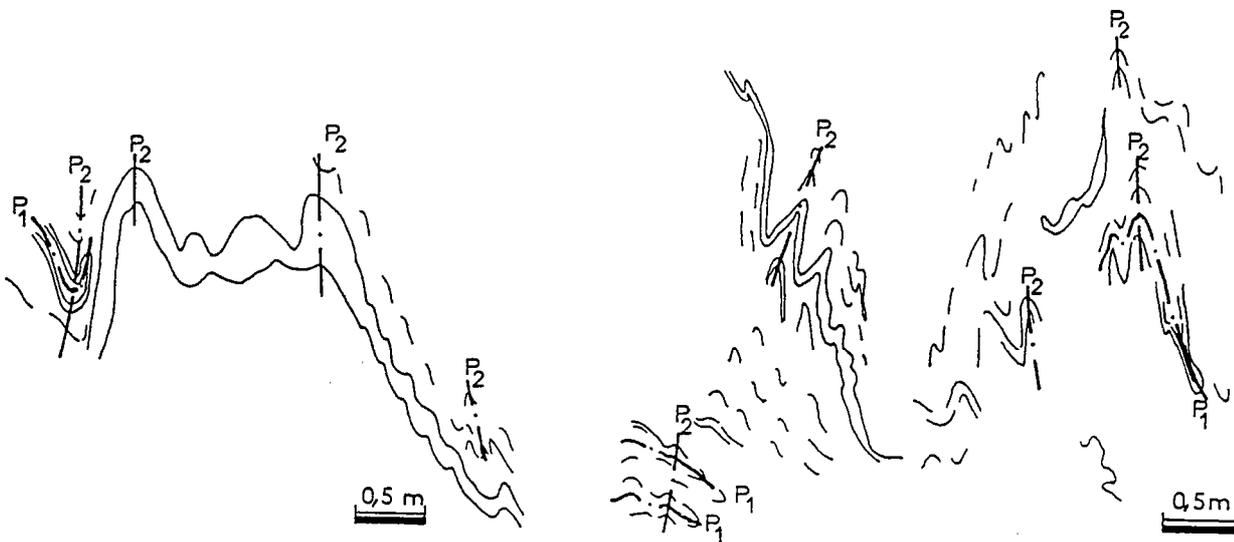
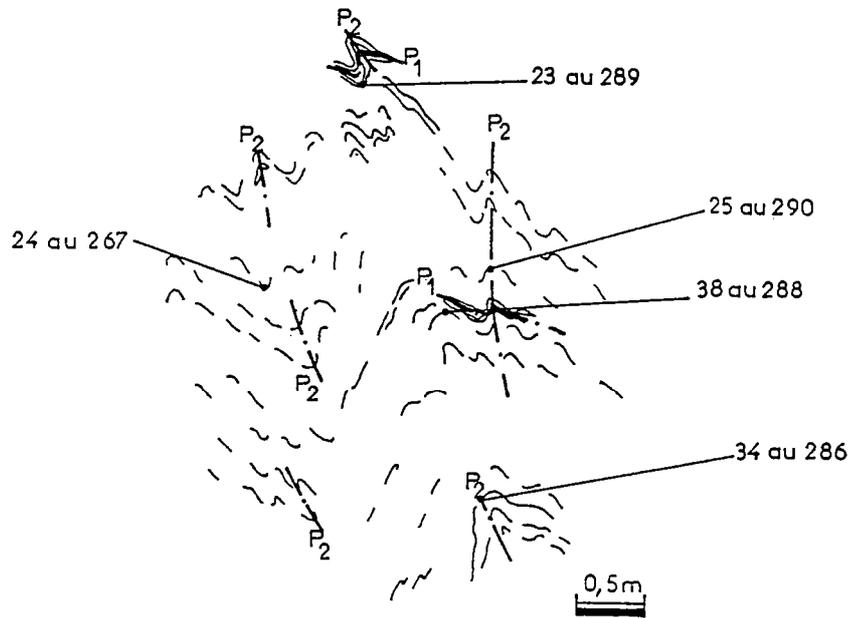


Fig.3.28: Figures de superposition P1 + P2 de type 3.

e) Remarques

D'une façon générale, les deux phases plicatives précédemment décrites sont identifiables dans l'ensemble des "micaschistes éclogitiques, dans le val d'Aoste. Des figures de superpositions associées à ces deux phases sont observables (Fig.3.28). Les phases P1 et P2 correspondent probablement aux phases P1 et P2 reconnues par Pognante (1980) et Hy (1984) dans cette même région. L'échelle de ces structures est très variable; elles sont parfois d'échelle hectométrique voir kilométrique (Pognante et al., 1980).

6.3 Discussion

La schistosité synéclogitique possède une géométrie relativement complexe, qui est le résultat de la superposition des phases P1 et P2.

. A l'exception des charnières de plis P2 où la direction de la linéation d'étirement est assez variable, celle-ci est assez bien réglée et est proche de N-S (Fig.3.29). Elle est matérialisée par la fabrique de la roche (rods de quartz), et l'allongement des minéraux (omphacite, glaucophane). Cette bonne orientation de la linéation d'étirement fini dans une région où les structures sont particulièrement complexes a de quoi surprendre. On peut interpréter cette observation de la façon suivante:

- Les plis P1 apparaissent au début de la déformation éclogitique. Cette déformation étant forte, les axes de plis P1 sont assez rapidement réorientés dans la direction d'étirement maximale. Les plis P1 ne sont donc pas susceptibles de désorganiser fortement la direction des linéations d'étirement finie, puisque leurs axes sont parallèles à celle-ci.

- Les plis P2 se forment à la fin de la déformation, subperpendiculairement à la linéation d'étirement. Ils perturbent la direction de celle-ci uniquement à leur charnière.

Enfin, soulignons que contrairement à d'autres secteurs des "micaschistes éclogitiques", il n'a pas été observé de déformation "schiste vert" suffisamment importante pour désorganiser fortement l'orientation des linéations d'étirement finies. C'est probablement cette observation qui explique la faible dispersion des linéations d'étirement dans le secteur étudié.

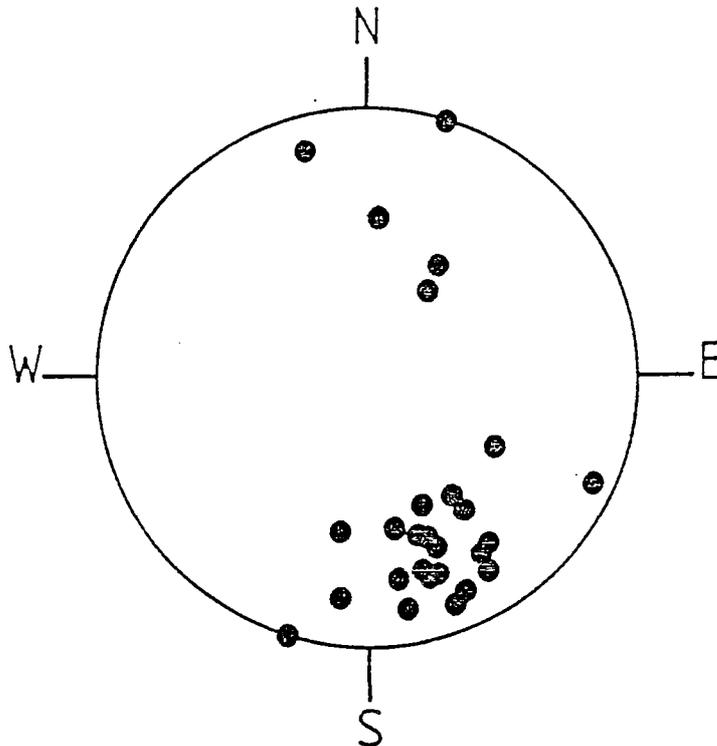


Fig.3.29: Orientation de la linéation d'étirement éclogitique dans la région du Mt Roux.(diagramme de Wulff, projection sur l'hémisphère inférieur).

Les observations précédentes ne prouvent pas qu'il y a eu continuité de la déformation entre les phases P1 et P2. Elles n'infirment toutefois pas cette hypothèse; celle-ci étant la plus simple, c'est cette hypothèse que nous retiendrons:

Les deux phases pliques observées peuvent être interprétées comme étant le résultat d'une seule déformation continue dans le faciès éclogite; le matériel étant fortement anisotrope (alternance de micaschistes et d'éclogites) des plis apparaissent au cours de la déformation. Les plis P1 sont totalement réorientés dans la direction d'étirement finie alors que les plis P2 ne le sont pas, ou peu. Le faible nombre de plis d'orientation intermédiaire est normal: dès lors qu'un objet fortement linéaire commence à se réorienter, cette réorientation est rapide: la proportion d'objet ayant des orientations intermédiaires entre les deux pôles d'orientation (P1 et P2) sera donc statistiquement faible.

7. Place de la déformation sur le chemin pression - température:

7.1. Introduction:

Nous avons vu dans les paragraphes précédents différentes structures associées à une même déformation, la déformation éclogitique au sens large. Le terme éclogitique désigne ici la co-stabilité du grenat et de l'omphacite. Bien que toutes ces structures soient compatibles avec une déformation unique, les conditions P-T sont susceptibles de varier au cours de la déformation. L'objet de ce chapitre est de voir comment les conditions P-T évoluent au cours de la déformation, et donc de caler la déformation sur le chemin pression-température.

7.2. Les données:

Les déformations les plus précoces observées sont celles qui prédatent un recuit éclogitique. Un des caractères frappants du métamorphisme éclogitique dans l'unité des "micaschistes éclogitiques" est en effet l'importance que peut prendre un recuit synéclogitique post-déformation. Les lithologies qui apparaissent macroscopiquement très déformées, avec une schistosité et une linéation bien exprimée montrent fréquemment au microscope optique des textures de recuit (Fig.3.30). Ce recuit a tendance à oblitérer les microstructures associées à la déformation éclogitique. Il est particulièrement frappant dans les micaschistes banaux, où les minéraux sont généralement de forte taille (Fig.3.31), à l'exception toutefois du grenat qui cristallise sous forme de petits grains idioblastiques et ne possède que de façon tout à fait exceptionnelle des zones abritées. Ce recuit postdate clairement la déformation de ces roches. La déformation est néanmoins synéclogitique, les phases précédemment décrites soulignant foliation et linéation d'étirement finie.

Le recuit synéclogitique correspond vraisemblablement au pic thermique du métamorphisme éclogitique. Si on admet, sur la base des travaux de Koons (1983, 1986) que le pic du métamorphisme est atteint avec augmentation de pression et de température, alors les structures prédatant le recuit sont progrades à la fois en pression et en température. En raison de l'intensité des transformations éclogitiques, le début de la déformation D1 est difficile à définir. Sans doute, dans certaines roches, commence-t-elle en conditions schiste bleu. Cependant, l'essentiel de la déformation D1 est probablement très proche du pic du métamorphisme éclogitique (Fig.3.32).

Toutes les roches ne présentent pas de recuit synéclogitique. A cela deux raisons:

- La présence d'un recuit nécessite une température élevée, permettant la restauration des réseaux des minéraux; cette température n'a probablement été atteinte que dans une partie seulement des "micaschistes éclogitiques", la partie la plus interne de l'unité.
- La déformation synéclogitique ne s'est probablement pas arrêtée au pic du métamorphisme et a sans doute persisté en se localisant dans certaines zones, au début du trajet rétrograde.

La fin de la déformation D1 est difficile à définir. Les roches à reliques antéalpines du Mont Béchal apportent un élément d'information en montrant que l'albite est probablement stable à la fin de la déformation éclogitique. C'est également la proposition faite par Hy (1984) dans la région du Mt Mucrone (Fig.3.32).



Fig.3.30: Texture de recuit dans les "micaschistes éclogitiques".

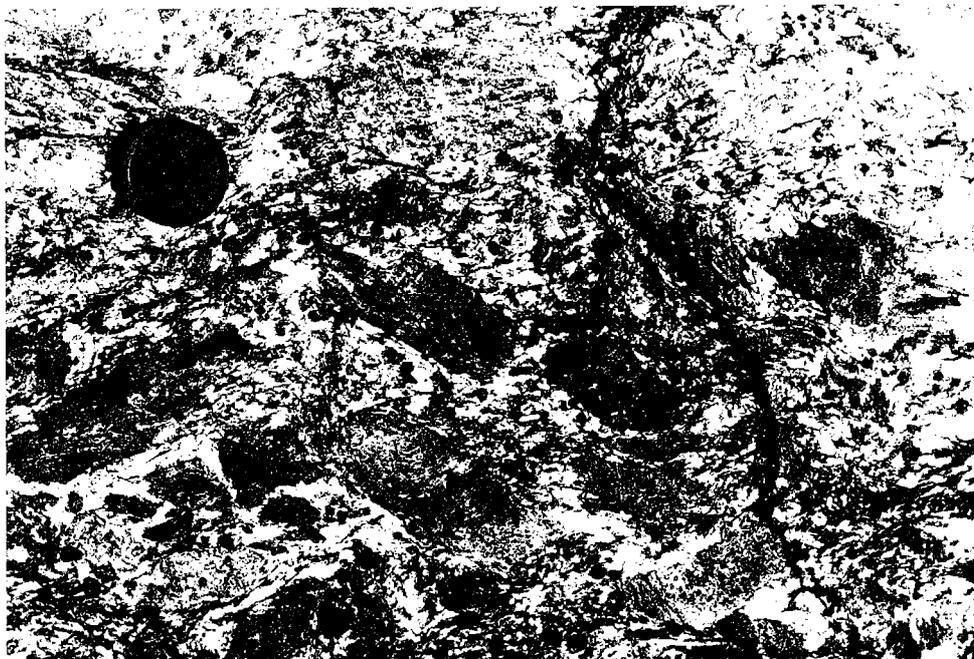


Fig.3.31: Mégablastes de glaucophane dans un micaschiste éclogitique (localité Tavagnasco).

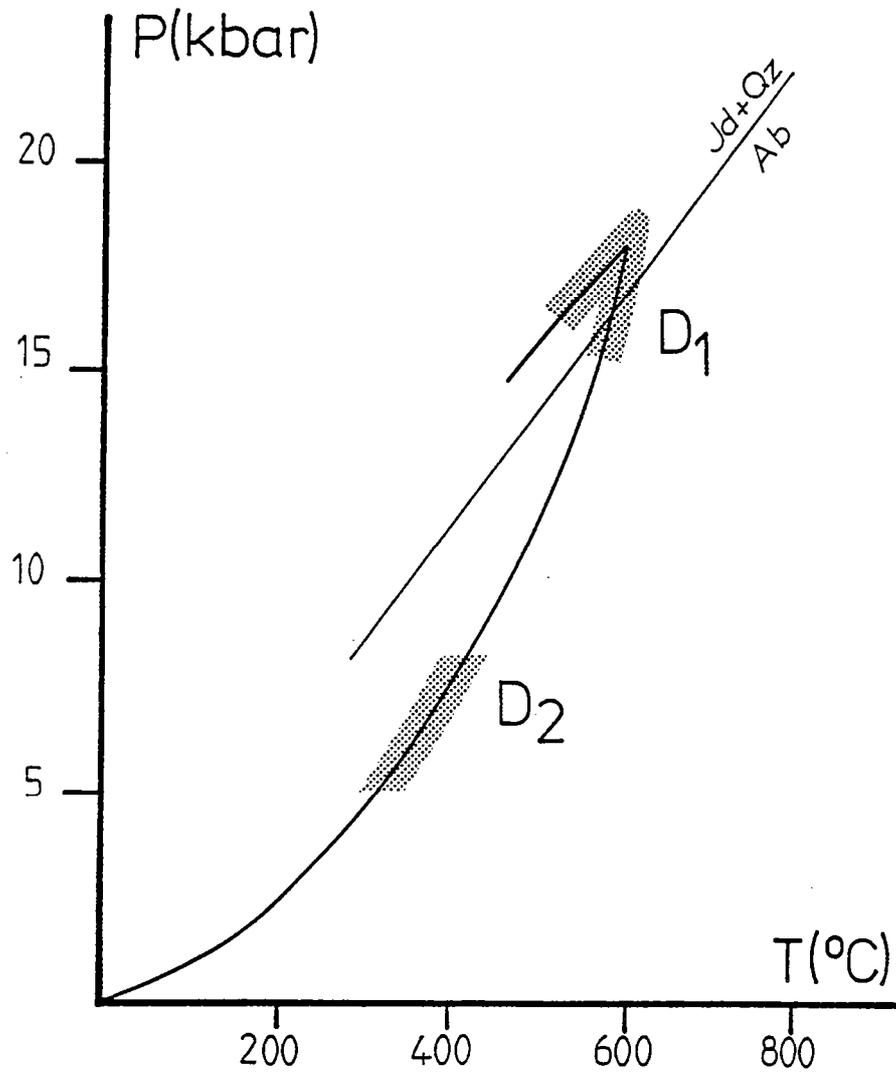


Fig.3.12: Place des déformations D1 et D2 sur le chemin pression température des "micaschistes éclogitiques".

8. Les microstructures associées à la déformation D1:

Nous avons observé précédemment qu'un recuit synéclogitique scelle fréquemment la déformation D1. Ce recuit confère aux roches une texture caractéristique: - taille de grains forte, joints de grains triples fréquents, déformation interne des minéraux faible.

Un autre trait caractéristique de la déformation éclogitique est la rareté et le faible développement des zones abritées autour des porphyroblastes, quelle que soit la nature de ces derniers (grenat, glaucophane, omphacite, chloritoïde). Cette observation vaut surtout pour la partie interne de l'unité des "micaschistes éclogitiques", c'est à dire celle où les roches ont subi un recuit éclogitique. Le recuit a probablement tendance à oblitérer en partie les zones abritées. Il ne suffit pas à les effacer totalement, l'orientation des minéraux devant être conservée. L'absence de zones abritées est donc plutôt en accord avec de faibles contrastes rhéologiques entre les différentes phases minérales présentes (Cf.III.3).

Des indices de déformation interne sont parfois observables (extinction onduleuse) dans les micas blancs, l'omphacite, le chloritoïde et la chlorite éclogitique. Le glaucophane ne présente qu'exceptionnellement des traces de déformation interne. Quand il en présente, elles sont généralement liées à une déformation rétromorphique (Reynard, 1987). Plus qu'à un comportement totalement rigide lors de la déformation éclogitique (Hildefonse, 1987), l'absence de déformation visible dans la glaucophane doit être attribuée à la restauration particulièrement rapide du réseaux dans cette phase. Cette idée est appuyée par la rareté des zones abritées autour du glaucophane. En outre, on imagine mal la glaucophane ayant un comportement entièrement rigide lors de la déformation éclogitique, alors qu'elle est déformée lors de la déformation rétromorphique (Reynard, 1987).

Le "recuit éclogitique" est loin d'être toujours présent, même dans la partie interne des "micaschistes éclogitiques". Cette observation reflète sans doute une localisation de la déformation à la fin de l'événement éoalpin: la déformation continue en se localisant probablement dans certaines zones, alors que d'autres parties ne se déforment plus et subissent un recuit.

9. Conclusion:

La déformation éclogitique est intense et globalement homogène dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". Bien que les structures associées à cette déformation soient parfois très complexes, le "champ" de linéation d'étirement est relativement cohérent; la direction des linéations étant en moyenne N160.

Peu de critères de sens de cisaillement sont observables. Néanmoins, l'établissement du métamorphisme éclogitique se faisant dans un contexte de subduction/collision, où les cisaillement sont intenses, une déformation éclogitique forte et coaxiale est improbable. Aussi, il est raisonnable d'assumer que la déformation éclogitique est non-coaxiale, avec un sens de cisaillement vers le Nord.



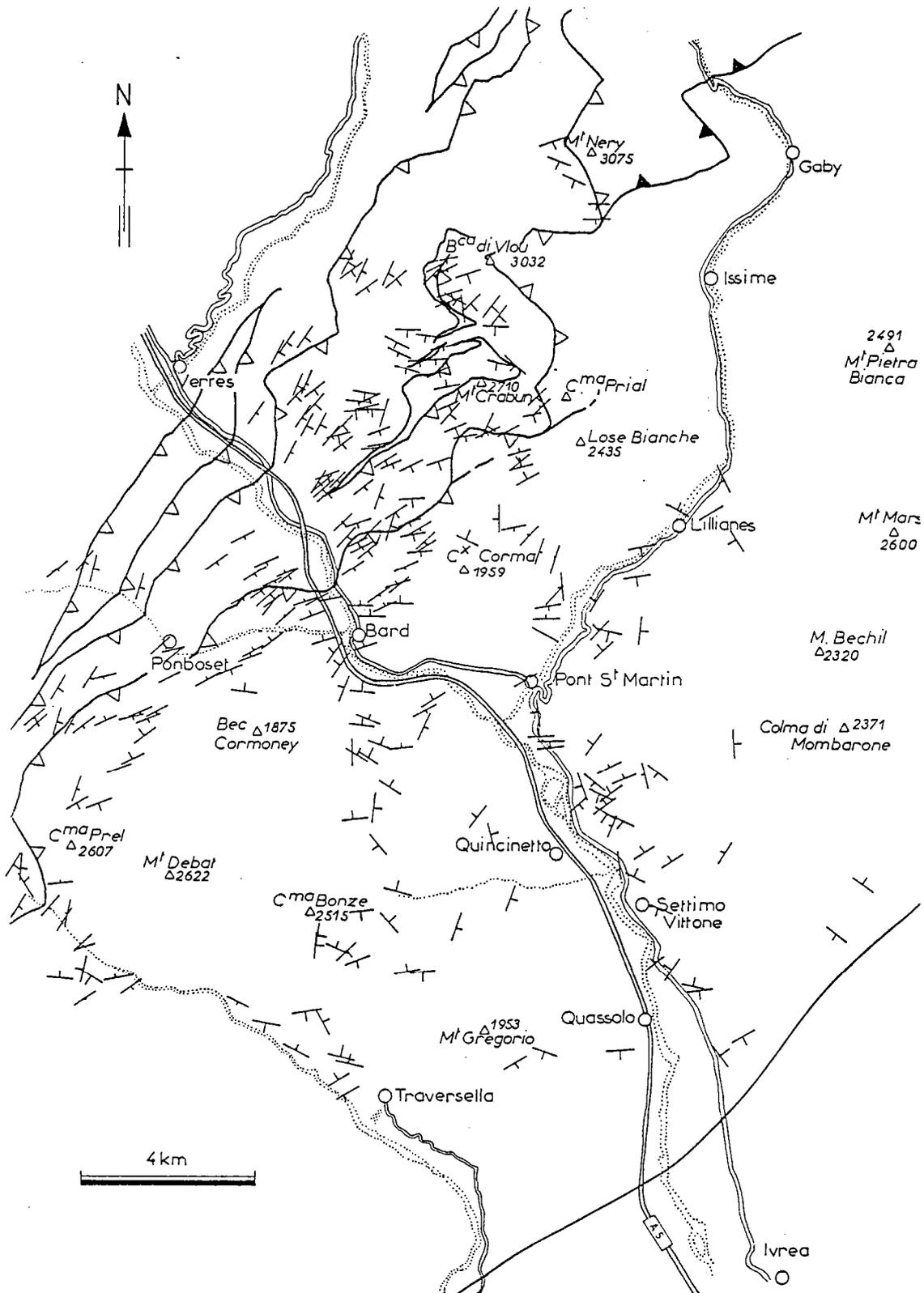


Fig.3.33: La schistosité S2 dans la zone Sesia-Lanzo.

V LA DEFORMATION RETROMORPHIQUE (D2):

1. Introduction:

La déformation rétromorphique est principalement développée dans l'unité des "gneiss minuti" où elle est particulièrement intense et homogène. C'est donc dans cette unité qu'elle sera surtout décrite. Les caractères de cette déformation font qu'elle est probablement synchrone du chevauchement de l'ensemble IIDK + "micaschistes éclogitiques" sur les "gneiss minuti".

2. La schistosité S2 (Fig.3.33):

- Dans l'unité des "gneiss minuti" la schistosité S2 est l'élément planaire dominant. Le litage est toujours parallèle à la schistosité. La direction de la schistosité est assez bien réglée dans l'unité des "gneiss minuti" et est en moyenne N 50. La schistosité est subparallèle aux contacts interne et externe (Carte hors texte). Son pendage est toujours fort, la schistosité étant même pratiquement verticale sur le versant Sud du Val d'Aoste.

- Dans l'unité des "micaschistes éclogitiques", la déformation rétromorphique, souvent forte sur la bordure occidentale devient faible et très hétérogène à l'intérieur de l'unité. Il existe toutefois quelques zones où la déformation D2 est forte, notamment au nord de la zone Sesia-Lanzo ("gneiss Sesia").

La géométrie des zones de déformation est assez variable. La schistosité rétromorphique est assez souvent subparallèle à la schistosité éclogitique, qu'elle reprend alors; elle peut également recouper celle-ci.

3. Linéation d'étirement finie:

La linéation d'étirement finie de la déformation D2 est en générale bien marquée et est facilement identifiable (Fig.3.35). Plusieurs types de marqueurs, fonction de la lithologie, la définissent:

- Dans l'unité des "micaschistes éclogitiques" ce sont: - (i) Les zones abritées autour des clastes de minéraux éclogitiques (grenat, glaucophane, omphacite). Ces zones abritées sont généralement riches en chlorite. - (ii) La recristallisation de minéraux linéaires syncinématiques tels que l'amphibole verte ou plus communément l'épidote. - (iii) La fabrique générale de la roche où la linéation d'étirement finie est assez souvent soulignée par des agrégats de quartz.

- Dans l'unité des "gneiss minuti", les mêmes objets marquent la linéation d'étirement avec toutefois les différences suivantes: - Les clastes ne sont plus des phases éclogitiques mais magmatiques dans les métagranitoïdes (feldspath potassique et amphibole brune). - La linéation d'étirement finie est surtout marquée par une disposition du quartz en agrégats. Dans l'unité des "gneiss minuti", la linéation d'étirement finie est parfois difficilement observable dans certaines roches très déformées: La fabrique est alors extrêmement planaire et la taille de grains est très faible.

- Dans les niveaux de kinzigites, les linéations d'étirement fini sont surtout marquées par les zones abritées autour des clastes antéalpains (essentiellement le grenat) et la recristallisation dynamique des phases minérales symmétamorphes.

La linéation d'étirement finie de la déformation D2 est assez bien réglée (Fig.3.34). Sa direction varie légèrement, passant de N 110 dans la partie interne de la zone Sesia-Lanzo à N 80-90 dans la partie externe.

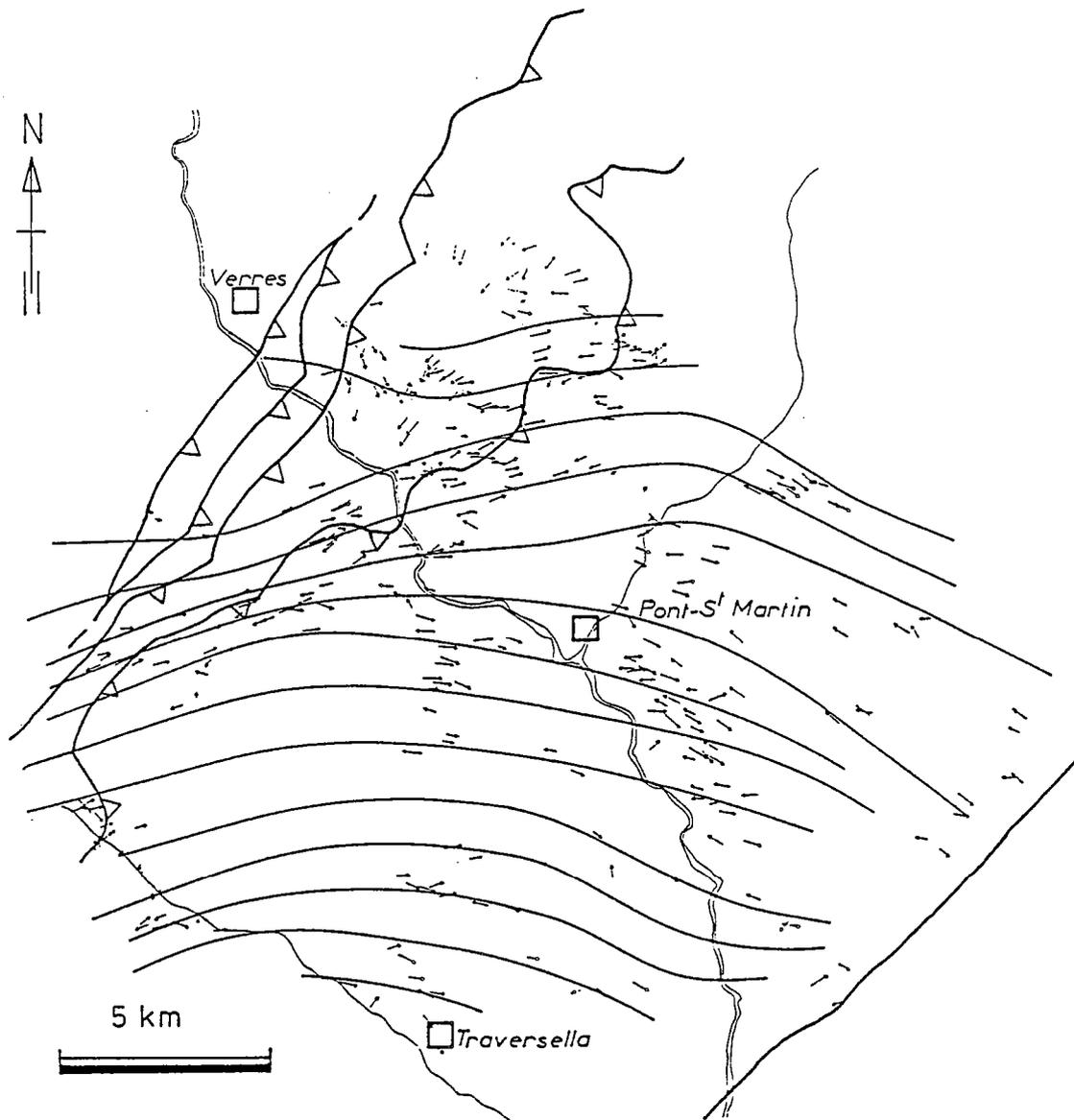


Fig.3.34: Trajectoire de la linéation d'étirement L2 dans la zone Sesia-Lanzo.



Fig.3.35: La linéation d'étirement L2 dans les "micaschistes éclogitiques" (Colle del Lacc).

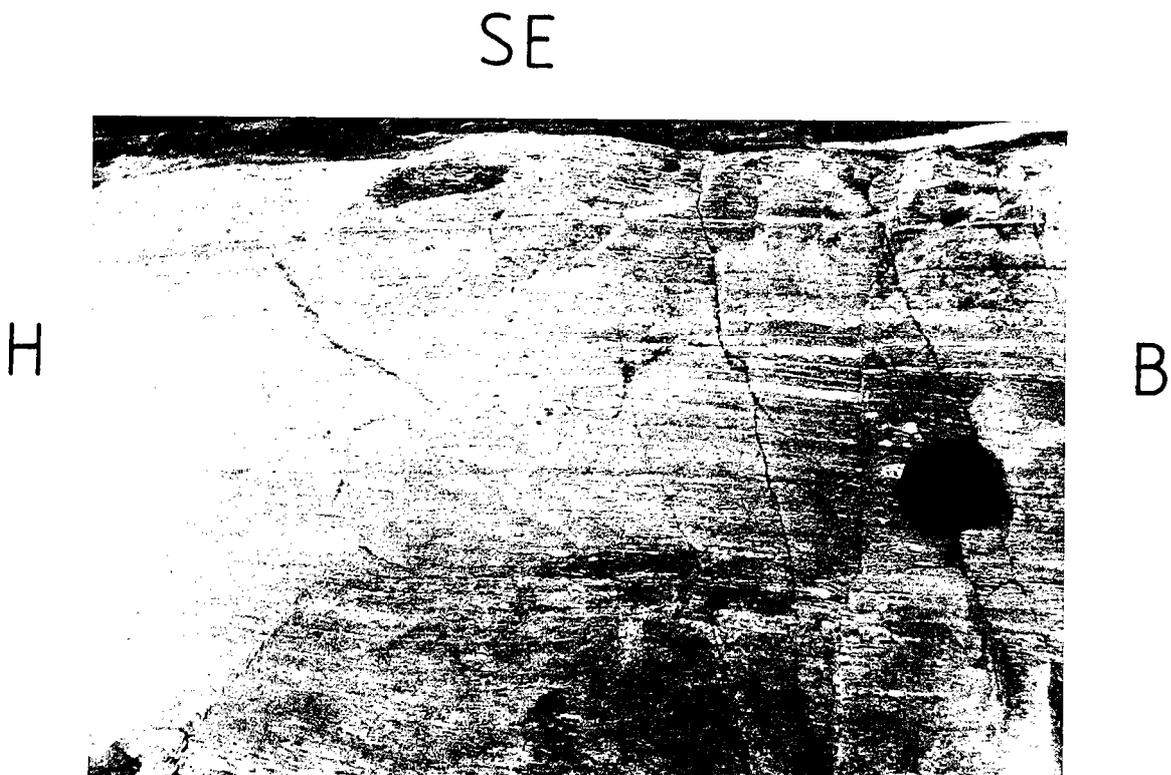


Fig.3.36: Métagranitoïde mylonitisé dans l'unité des "gneiss minuti".

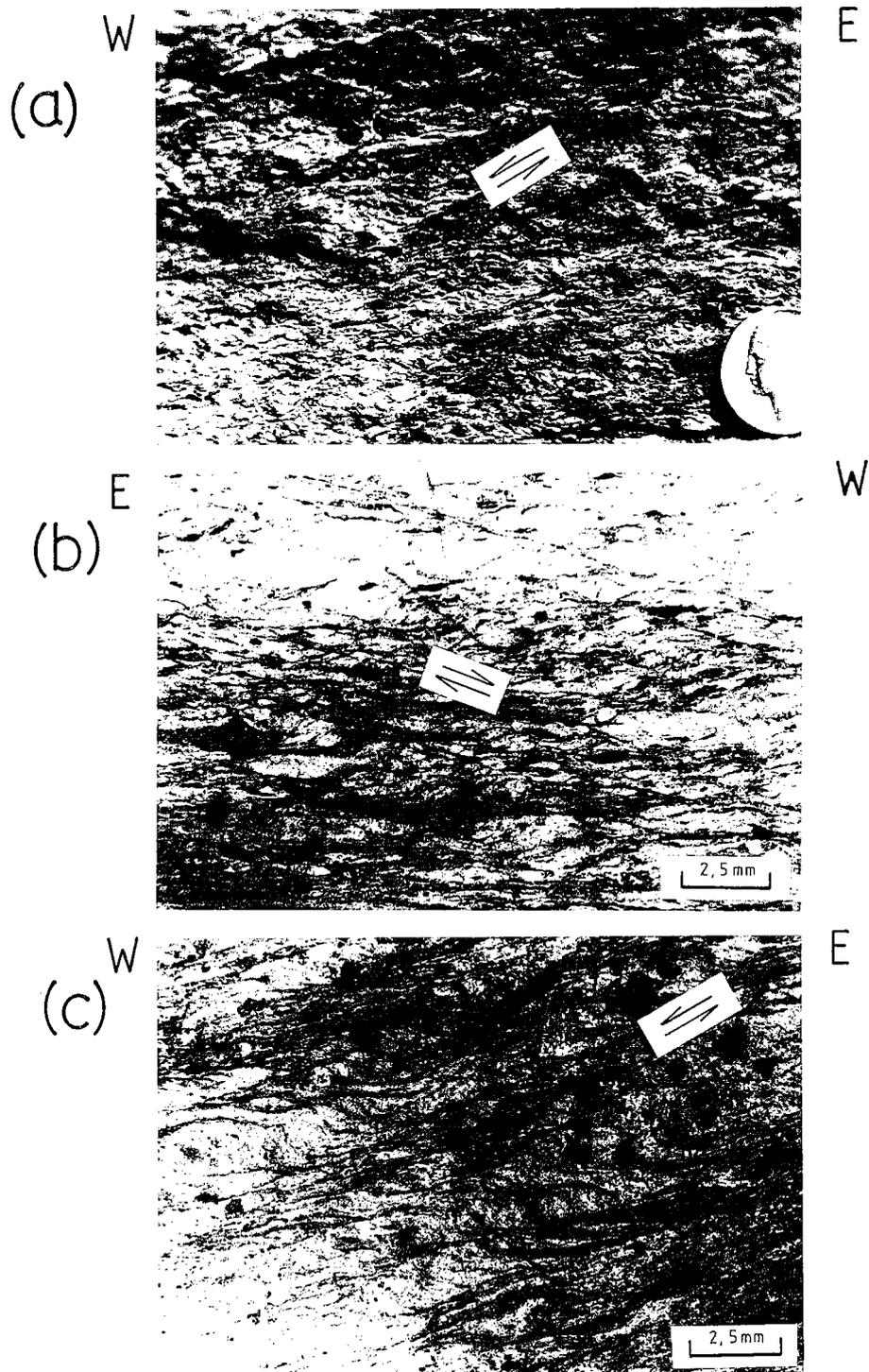


Fig.3.37: Bandes C' associées à la déformation D2: (a) dans des orthogneiss de l'unité des "gneiss minuti"; (b) dans les niveaux kinzigitiques de l'unité des "gneiss minuti"; (c) dans l'unité des "micaschistes éclogitiques".

4. Forme de l'ellipsoïde de déformation:

En l'absence d'objet adéquat, le strain n'a pu être quantifié. Néanmoins, plusieurs types d'observation nous permettent d'affirmer que la déformation D2 est extrêmement forte dans l'unité des "gneiss minuti":

- Tous les marqueurs passifs planaires (litage, filons) sont parallélisés dans la schistosité.
- Les métagranitoïdes ont généralement une taille de grain très faible et sont souvent mylonitiques (Fig.3.36).

La forme de l'ellipsoïde de la déformation D2 peut être définie qualitativement:

- la fabrique générale de la roche est un élément déterminant; dans les "gneiss minuti" l'élément planaire est nettement dominant; les fabriques sont généralement de type $L < S$, rarement de type $L = S$. De très rares fabriques où l'élément linéaire est dominant sont parfois observées dans les charnières de plis.

- La géométrie des zones abritées dans les plans YZ et XZ montrent également une déformation en aplatissement. La présence de zones abritées à la fois dans les plans YZ et XZ (Choukroune, 1971) impliquent là encore une valeur de K inférieure à un.

Ces différents critères montrent que la déformation D2 se déroule probablement dans le champ de l'aplatissement.

5. Régime de la déformation:

Deux types de critères fréquemment observables montrent que la déformation est non coaxiale:

1 - Les bandes C' (Berthé et al., 1979) sont fréquentes dans l'unité des "gneiss minuti". Elles témoignent d'un sens de cisaillement vers l'ouest (Fig.3.37 a et b). De telles microstructures sont aisément identifiables dans les "éléments kinzigitiques", les hétérogénéités constituées par les minéraux antéalpines favorisant probablement la nucléation de bandes de cisaillement secondaires. Ces microstructures indiquent un sens de cisaillement vers l'Ouest.

- Dans l'unité des "micaschistes éclogitiques" des bandes C' sont également fréquentes. Là encore elles indiquent généralement un sens de cisaillement vers l'Ouest (Fig.3.37c). La déformation D2 étant assez hétérogène dans cette unité, le sens de cisaillement n'est toutefois pas toujours constant et dépend probablement de la géométrie des zones de déformation.

2 - La dissymétrie de fabrique du quartz est également un bon critère de non coaxialité de la déformation (Fig.3.38).

Les échantillons utilisés pour cette étude ont été sélectionnés selon plusieurs critères:

- La déformation est forte et homogène dans l'échantillon et à l'échelle de l'affleurement.
- Le quartz est une phase minérale abondante dans la roche.

En raison de problèmes techniques (goniomètre de texture), les fabriques obtenues ne sont pas aussi fiables qu'elles devraient l'être; elles ont été cependant reportées en raison de leur cohérence et de leur concordance avec les observations optiques des échantillons correspondants.

Certains des échantillons ont été prélevés à proximité immédiate des contacts tectoniques limitant l'unité des "gneiss minuti". Les échantillons BR3, PO3, PO50, BI50, AL16 et HO1 proviennent ainsi du contact "gneiss minuti - micaschistes éclogitiques", l'échantillon VR 100 étant situé sur le contact externe de l'unité des "gneiss minuti".

Les fabriques de axes $\langle a \rangle$ sont en général fortement dissymétriques et indiquent un sens de cisaillement vers l'ouest (Fig.3.38). Les fabriques de pôles de plan (1014) du quartz n'ont pas toujours été effectuées en raison de l'abondance de l'albite dans certaines roches. L'albite possède en effet un pic proche des pôles de plans (1014) du quartz qui rend techniquement difficile l'analyse de leur orientation au goniomètre de texture.

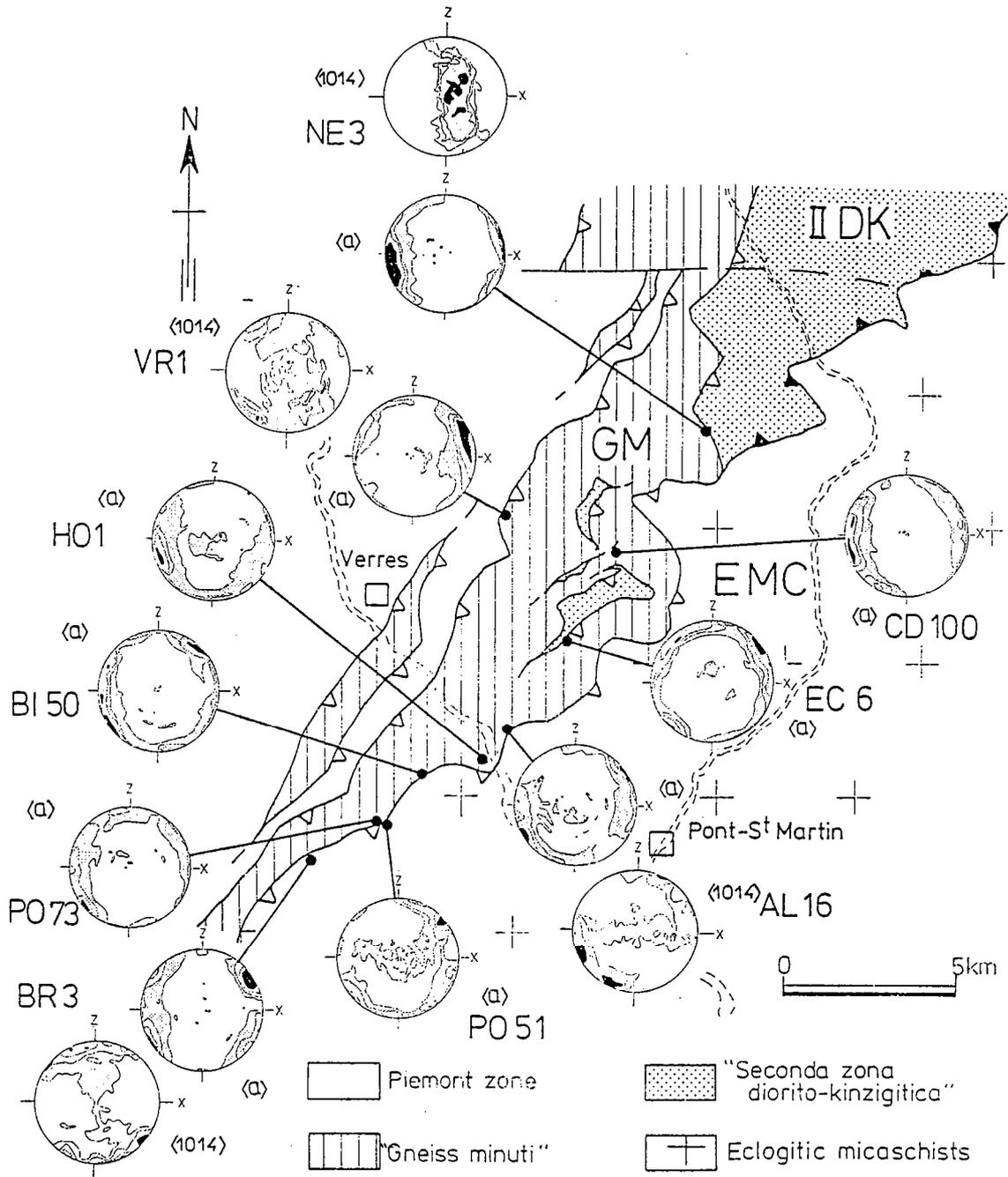


Fig.3.38: Fabrique de quartz dans l'unité des "gneiss minuti".



Fig.3.39: Pli isoclinal synschisteux dans les "gneiss minuti".

Z

Y



Fig.3.40: Pli en fourreau dans l'unité des "gneiss minuti".

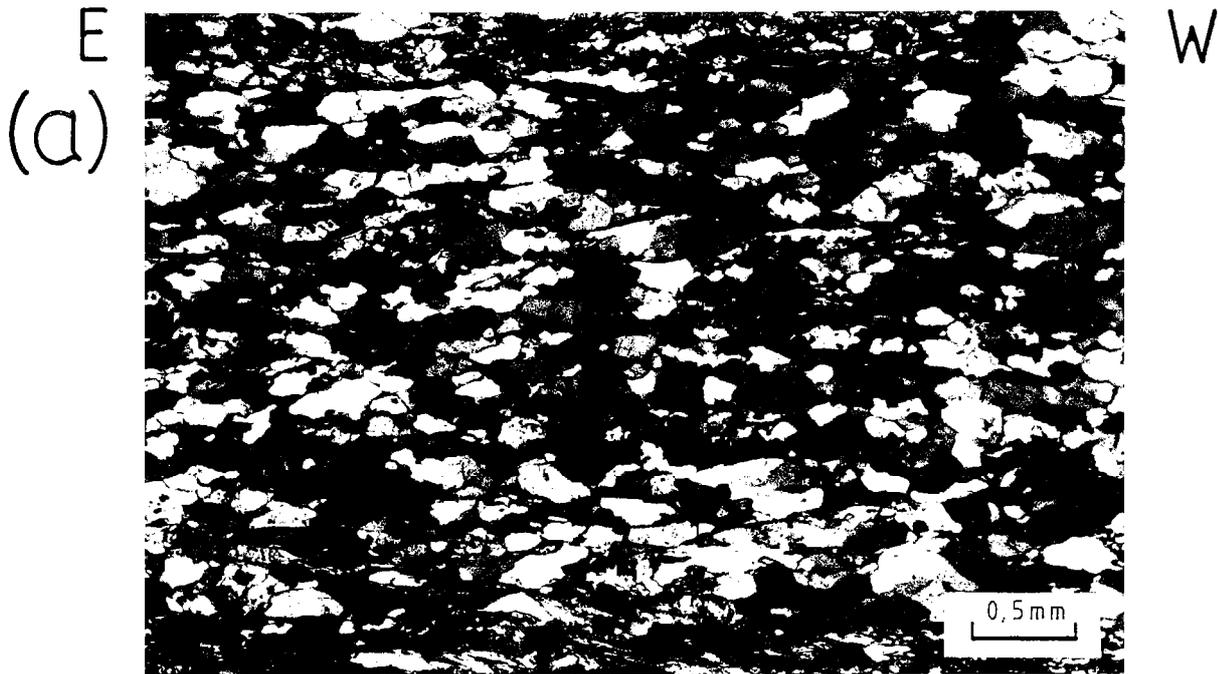


Fig.3.41: les microstructures associées à la déformation D2: (a) dans les "micaschistes éclogitiques"; b) dans les "gneiss minuti".

6. Les plis associés à la déformation D2:

Les plis associés à la déformation D2 sont fréquents dans les "gneiss minuti". Des structures très complexes peuvent localement apparaître. Les plis associés à la déformation D2 sont cependant moins abondants que ceux associés à la déformation éclogitique, dans la zone Sesia-Lanzo. Les plis P2 sont généralement isoclinaux, à charnière fortement épaissie (Fig.3.39). Dans la plupart des cas, leurs axes sont subparallèles à la linéation d'étirement. Ces plis sont observables à toutes échelles.

- Une structure fermée a été observée dans l'unité des "gneiss minuti" (Fig.3.39). D'axe parallèle à la linéation d'étirement finie visible, cette structure est probablement un pli en fourreau. Elle montre que la déformation D2 est très intense.

7. Les microstructures associées à la déformation D2

Les microstructures associées à la déformation D2 dans les micaschistes éclogitiques sont assez différentes de celles développées dans l'unité des "gneiss minuti" (Fig.3.40):

- Dans les "micaschistes éclogitiques" les microstructures associées à la déformation D2 sont "froides". La déformation, très hétérogène, est localisée dans d'étroites zones de cisaillement. Dans les roches affectées par la déformation D2, les grains de quartz s'organisent en rubans polycristallins où les joints triples sont fréquents. Les grains de quartz montrent une forte déformation interne (extinction onduleuse). La déformation du quartz se fait donc essentiellement par rotation de sous grains (Gapais, 1987). L'allongement des grains de quartz est subperpendiculaire aux bandes de cisaillement secondaires.

- Dans les "gneiss minuti", le mode de déformation du quartz diffère quelque peu. La fabrication du quartz est généralement moins forte. La déformation intracristalline est plus faible que dans les "micaschistes éclogitiques". Les grains de quartz éteints en section XZ sont fréquents. Le glissement prismatique est probablement le glissement dominant. Les grains de quartz ont souvent des contours lobés, bien que les joints triples ne soient pas rares. Sans être dominant, la migration de joint est un mécanisme beaucoup plus important dans les "gneiss minuti" que dans les "micaschistes éclogitiques".

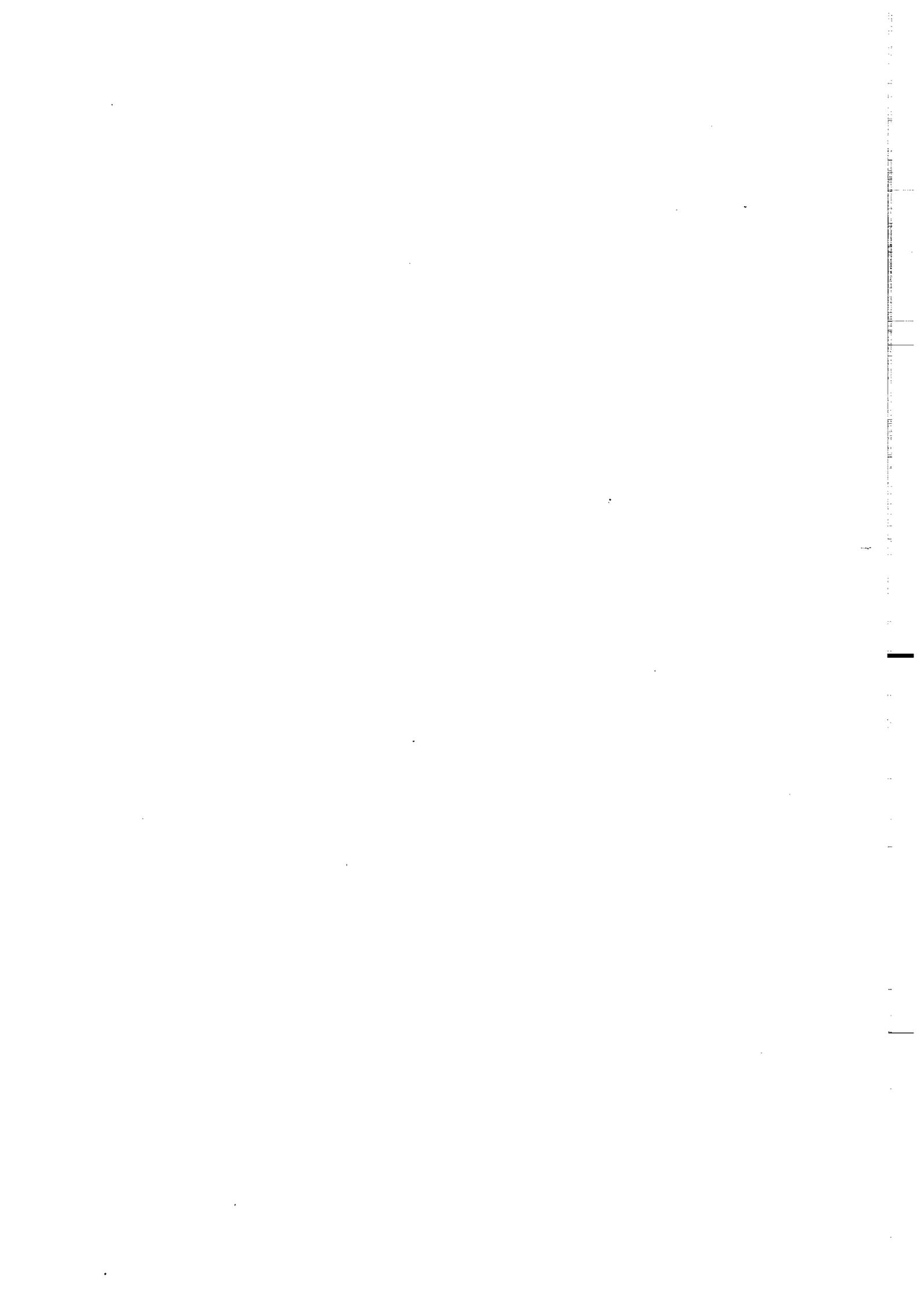
Ces différences de microstructures entre les "gneiss minuti" et la partie interne des "micaschistes éclogitiques" peuvent être rapprochées de la différence d'évolution rétrograde entre ces deux unités: l'évolution rétrograde est probablement plus "froide" dans la partie interne des "micaschistes éclogitiques" que dans les "gneiss minuti". Les différences entre les microstructures associées à la déformation D2 sont donc en accord avec les évolutions P-T des "micaschistes éclogitiques" et des "gneiss minuti".

8. Place de la déformation sur l'évolution P-T des unités:

Les paragenèses synchroniques de la déformation D2 sont significatives du faciès schiste vert tant dans l'unité des "gneiss minuti" que dans celle des "micaschistes éclogitiques". Dans les "gneiss minuti", les conditions de cristallisation des paragenèses schiste vert ont été estimées à 4-6 kbar pour environ 450 °C (Lattard, 1974; Cf. 2^{ème} partie). Dans la partie interne des "micaschistes éclogitiques" (Mt Mucrene), elles ont été estimées à environ 6-8 kbar et 400 °C (Hy, 1984) (Fig.3.31).

9. Conclusion

La déformation rétro-morphique (D2) est intense et homogène dans l'unité des "gneiss minuti". Son intensité décroît rapidement vers l'Est, dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". Dans cette unité, elle est généralement très hétérogène. La déformation rétro-morphique est une déformation non-coaxiale, qui se déroule dans le champ de l'aplatissement. Les microstructures observées sont cohérentes entre elles et montrent un sens de cisaillement vers l'ouest. La déformation rétro-morphique est contemporaine du charriage de l'ensemble (IIDK + "micaschistes éclogitiques") sur l'unité des "gneiss minuti".



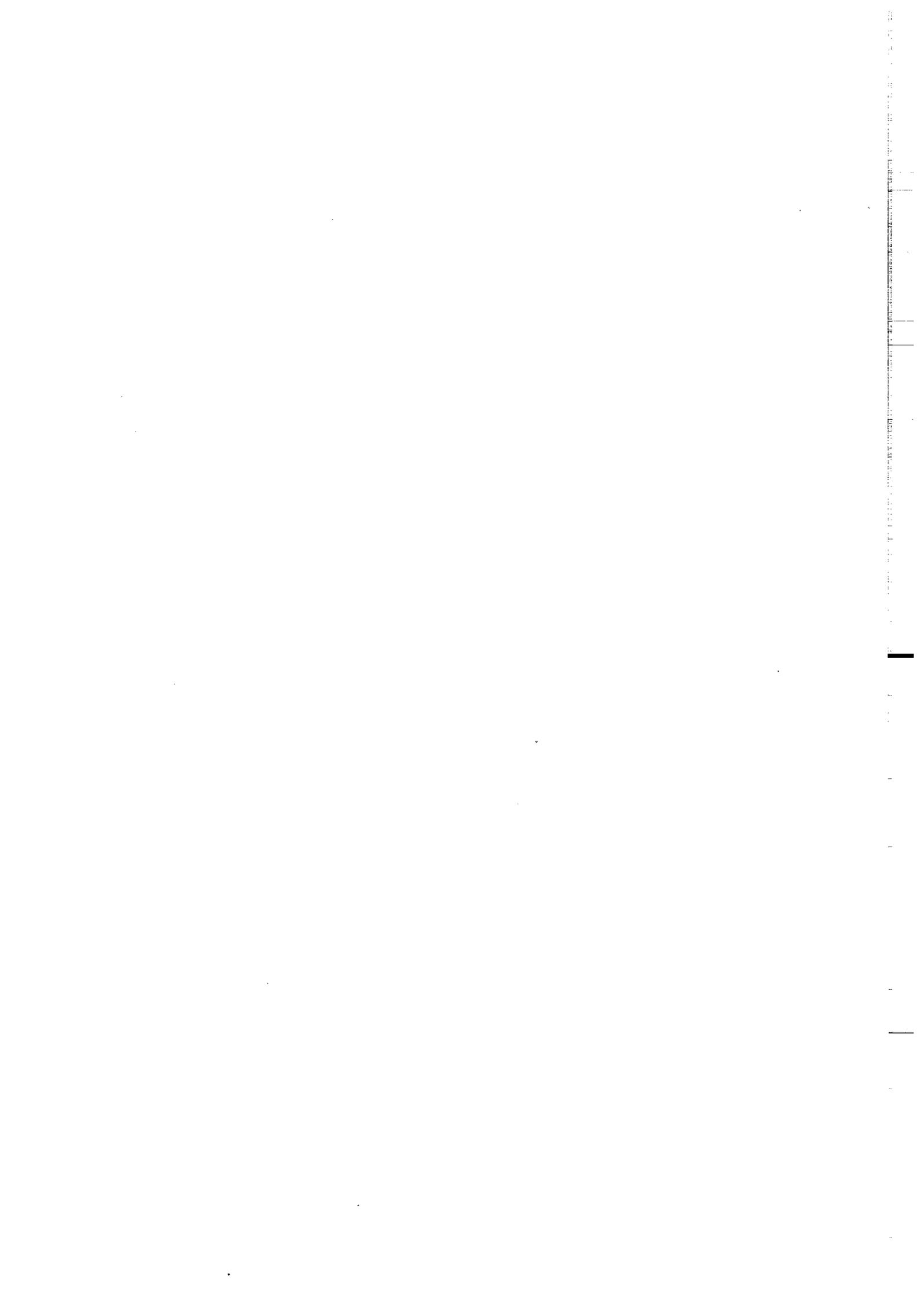
VI CONCLUSION:

L'utilisation des trajectoires de linéations d'étirement est classiquement utilisée dans les Alpes pour contraindre le déplacement des nappes au cours de leur déformation (e.g. Milnes, 1974; Gamond, 1980; Mattauer et al, 1981; Siddans, 1983; Merle et Brun, 1984). L'intégration de ces données à plus grande échelle peut également nous permettre de connaître le déplacement des plaques. Avant de passer à cette échelle nous dégagerons d'abord les conclusions de l'étude précédente.

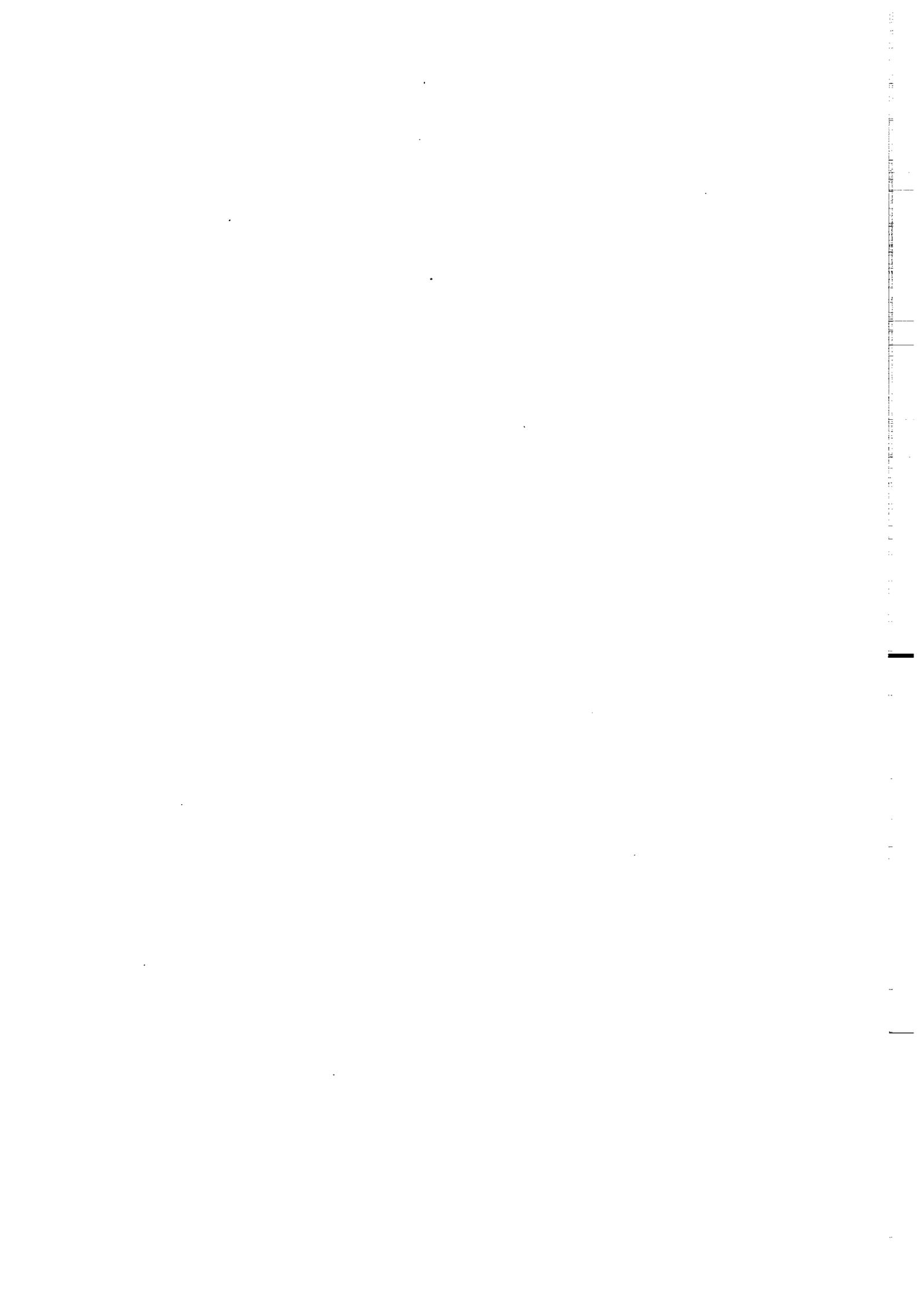
Un point majeur qui transparait est la cohérence entre la déformation interne des unités et la déformation observée au contact de ces unités. La déformation alpine la plus précoce observée est une déformation éclogitique intensément développée dans l'unité des "micaschistes éclogitiques", où elle est globalement homogène, des volumes non déformés étant toutefois présents. Bien que les structures observables soient parfois complexes, les trajectoires de linéation d'étirement sont cohérentes, la direction de la linéation d'étirement étant N170-150. Cette direction est semblable à celle relevée dans la région du Mt Mucrone par Hy (1984) et celle observable le long du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques".

Dans la région étudiée, la déformation éclogitique a lieu dans le champ de l'aplatissement. Peu de critères de sens de cisaillement lui sont associés, aussi un régime noncoaxiale n'est pas, en toutes rigueur, prouvé. Pour des raisons générales il semble cependant infiniment peu probable que la déformation éclogitique soit coaxiale. Dans le prochain chapitre, nous verrons que cette idée est appuyée par l'étude du contact IIDK- "micaschistes éclogitiques", où la déformation est noncoaxiale, probablement assez proche du cisaillement simple et montre un chevauchement vers le Nord de la IIDK sur les "micaschistes éclogitiques". La déformation éclogitique observée dans la Zone Sesia-Lanzo est donc contemporaine de l'épaississement de la partie interne des Alpes occidentales.

La déformation rétromorphique observée dans l'unité des "gneiss minuti" et sur la bordure occidentale des autres unités, n'est une déformation homogène que dans les "gneiss minuti", où elle est particulièrement intense. Les conditions P.T synchrones de cette déformation sont celle du faciès schiste vert. Les trajectoires de linéation d'étirement montrent que celles-ci ont une direction moyenne Est-Ouest. La déformation rétromorphique se déroule dans le champ de l'aplatissement. Elle est non coaxiale, le sens de cisaillement étant de l'Est vers l'Ouest. Dans le chapitre suivant, nous verrons qu'elle est contemporaine de la mise en place de l'ensemble IIDK + "micaschistes éclogitiques" sur les "gneiss minuti".



**CHAPITRE IV:
HISTOIRE DE L'ÉPAISSISSEMENT
DANS LES UNITES AUSTRALPINES**



HISTOIRE DE L'ÉPAISSISSEMENT DANS LES UNITES AUSTRALPINES

I INTRODUCTION

Après avoir défini l'évolution métamorphique et l'histoire des déformations dans les unités majeures de la zone Sesia-Lanzo, nous allons nous intéresser à l'histoire de l'épaississement dans les unités austroalpines.

Dans un premier temps, nous décrirons la nature et l'ordre des superpositions observables dans la zone Sesia-Lanzo.

L'histoire des déplacements fera l'objet de la fin de ce chapitre. L'étude sera centrée sur l'événement éoalpin. Nous prendrons en compte l'ensemble des données disponibles dans les Alpes occidentales.

II NATURE ET ORDRE DE L'ÉPAISSISSEMENT: LA ZONE SESIA-LANZO, UNE STRUCTURE ACQUISE EN DEUX ÉTAPES

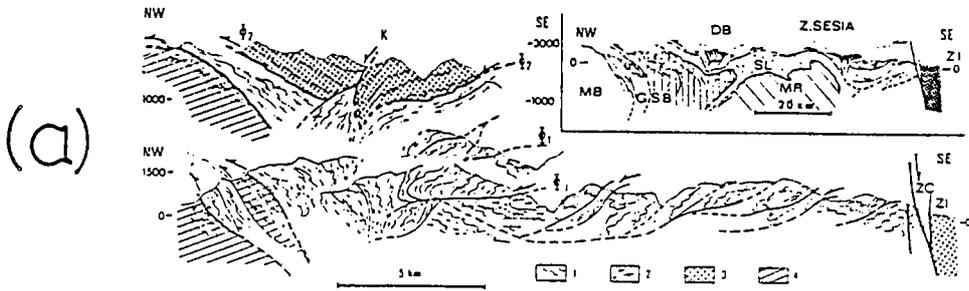
1. Introduction

La nature des contacts entre les trois unités principales distinguées dans la zone Sesia-Lanzo est un sujet de discussion dont nous rappellerons dans la première partie les hypothèses les plus récentes. Cette question est importante car elle conditionne la nature de l'empilement dans la partie interne des Alpes occidentales. Elle sera traitée par l'analyse des caractères des déformations associées à chaque contact.

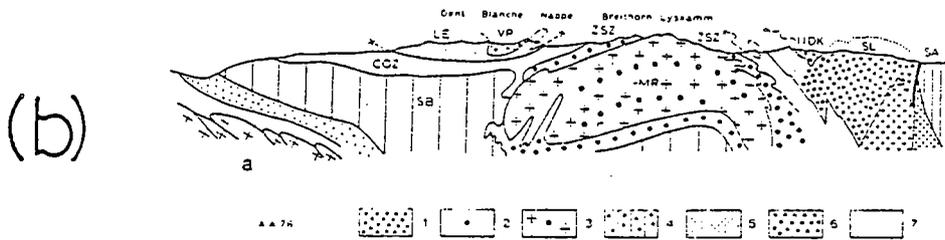
L'objet de l'étude qui suit est de montrer que la zone Sesia-Lanzo résulte d'un empilement en deux étapes:

- Lors de la première étape, la IIDK chevauche l'unité des "micaschistes éclogitiques" en conditions éclogitiques. Cet épisode est probablement éoalpin.

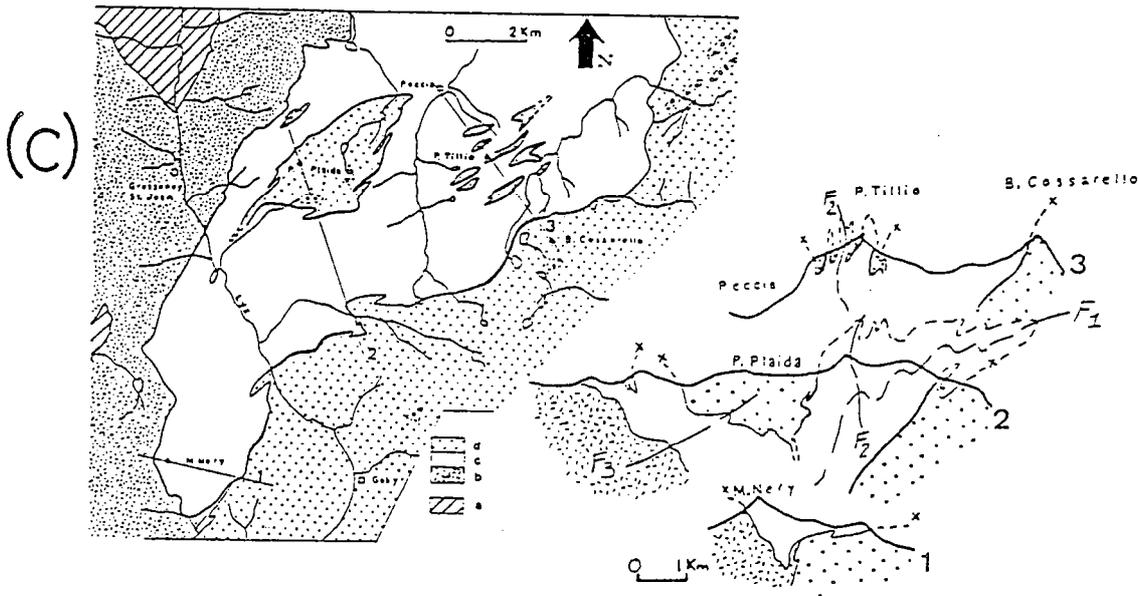
- Lors de la deuxième étape, l'édifice primaire est redécoupé. L'ensemble IIDK + "micaschistes éclogitiques" est charrié sur l'unité plus externe des "gneiss minuti". La déformation le long du contact "gneiss minuti" / (IIDK + "micaschistes éclogitiques") a lieu dans les conditions du faciès schiste vert. Les contacts IIDK / "gneiss minuti" et "micaschistes éclogitiques" / "gneiss minuti" sont deux parties de ce même contact.

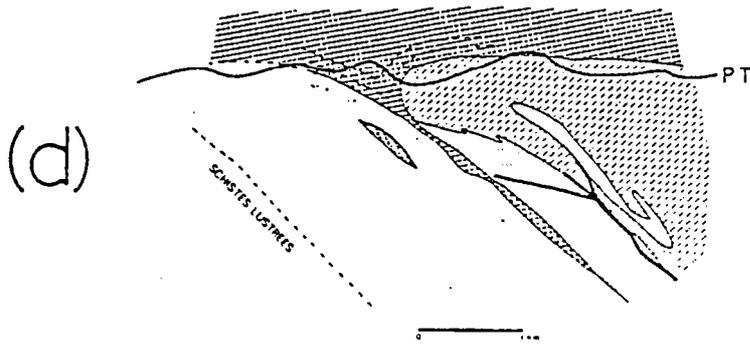


Coupe schématique de la zone Sesia en Val d'Aoste. 1. Eclogites ; 2. Gneiss albitiques ; 3. Kinzigites ; 4. Schistes lustrés. Z. C., zone du Canavese ; Z. I., zone Ivrea-Verbano. En cartouche : Coupe schématique des Alpes Occidentales au niveau de la Dent Blanche ; M. B., Mont Blanc ; G. S. B., Grand Saint-Bernard ; D. B., Dent blanche ; M. R., Mont Rose ; S. L., schistes lustrés.



— Distribution of the early-Alpine assemblages in the internal Northwestern Alps. 1) Eclogitic assemblages in the continental crust. 2) Eclogitic assemblages in metaophiolites of the Zermatt-Saas Zone. 3) Eclogitic assemblages in metabasites of the Monte Rosa-Gran Paradiso Nappe. 4) Kyanite-chloritoid-glaucophane-garnet assemblages in high-grade rocks of the Upper Element. 5) Assemblages of low-grade greenschist facies; their occurrence in the Arolla Series (LE) is tentatively suggested. 6) Assemblages with glaucophane, but lacking jadeite, intermediate between 1) and 5). 7) Low-grade assemblages. The distribution of early-Alpine assemblages in the Bernhard Nappe is not shown for lack of data.





Diagrammatic section (looking NE) through the Central Sesia Lanzo Zone showing the relative positions of the various units after F₁ thrusting.

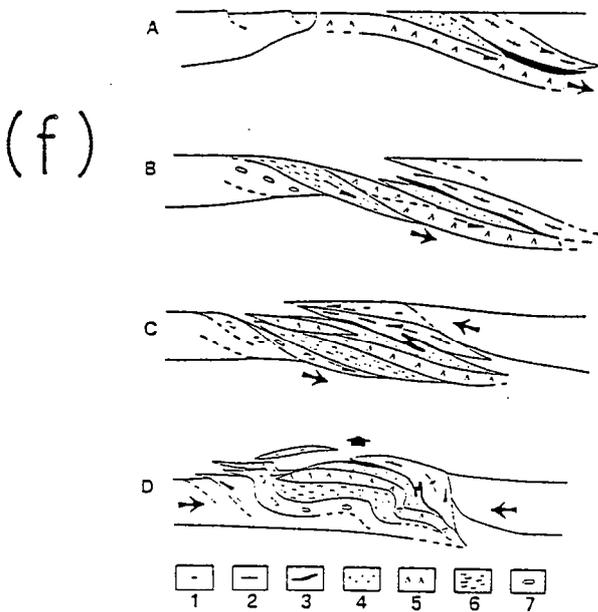
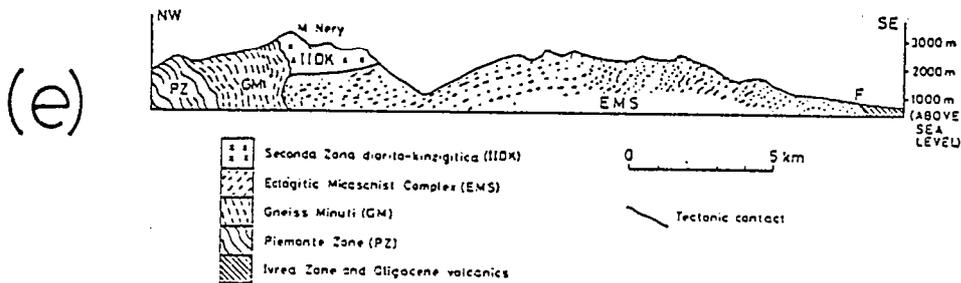


Fig. 5. Cartoon to show the possible evolution of the western Alps as inferred from data of the Valle dell'Orco traverse and from adjacent areas. Profiles are oriented approximately NW-SE. A = Lower Cretaceous subduction stage; B = upper Cretaceous underthrusts; C = crustal thickening by successive underthrusts of progressively more westerly and structurally deeper units (lower Tertiary); D = middle Tertiary large scale folding of the nappe pile, crustal thickening, buoyant uplift and gravity tectonics at structurally upper levels. 1 = Dent Blanche nappe; Sesia-Lanzo unit. 2 = EMC subunit. 3 = VS-II DK subunit. 4 = GM subunit; 5 = OPH unit; 6 = GP (+ Dora-Maira and Monte Rosa) unit; 7 = San Bernardo and Briançonnais units.

Fig.4.1. Les relations entre les trois unités constituant la zone Sesia-Lanzo: (a) d'après Caby et Comes (1975); (b) d'après Compagnoni et al. (1977a); (c) d'après Lardeaux et al. (1983a); (d) d'après Passchier et al. (1980); (e) d'après Rubie (1984); (f) d'après Pognante et al. (1987).

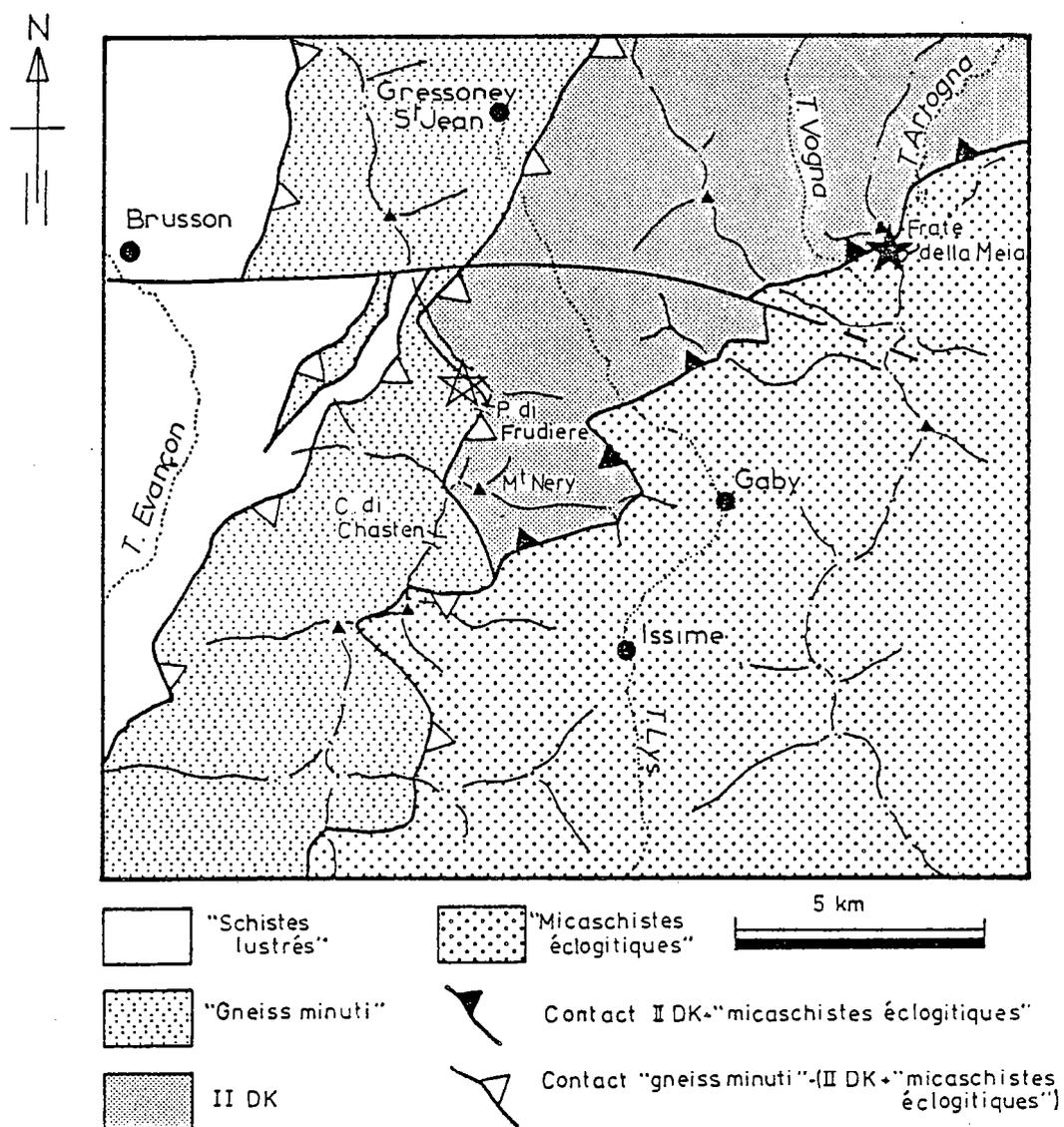


Fig.4.2. Localisations des secteurs d'étude des contacts IIDK-"micaschistes éclogitiques" (étoile pleine) et IIDK-"gneiss minuti" (étoile vide).

2 Rappels

Différents travaux se sont intéressés aux relations entre les unités composant la zone Sesia-Lanzo. Ces travaux sont parvenus à des conclusions différentes, qui seront ici brièvement résumés.

1 - Une première conception est développée par Caby et Comes (1975). Pour ces auteurs les "gneiss minuti" reposent en contact anormal sur les "micaschistes éclogitiques". "*La formation kinzigitique*" (II DK) "*repose sur la formation 2*" (gneiss minuti) "*par un contact tectonique souligné de mylonites à glaucophane*". La géométrie générale de la zone Sesia-Lanzo est celle d'une nappe formée de plis couchés vers le Nord Ouest, la II DK étant probablement une "tête plongeante" (Fig.4.1a).

2 - Pour Compagnoni et al. (1977b) deux éléments doivent être distingués:

L'élément inférieur est constitué, dans la zone Sesia-Lanzo, des "gneiss minuti" et des "micaschistes éclogitiques". L'élément supérieur est constitué par la IIDK. Il contient, notamment à sa base, des paragenèses éclogitiques (Fig.4.1b).

3 - Gosso (1977) puis Lardeaux (1981), Lardeaux et al. (1982), sans apporter de modification majeure à ce schéma précisent la chronologie des déformations et l'âge relatif de la mise en place de l'élément supérieur sur l'élément inférieur. Quatre déformations sont ainsi identifiées. Dans ce paragraphe seules les deux premières seront rappelées.

La première déformation est synéclogitique, les conditions P-T sont de l'ordre de 15 kbar et 550 °C.

La deuxième déformation se déroule dans les conditions du faciès schiste bleu, à environ 8-10 kbar et 450-500 °C.

Le contact entre la IIDK et les "micaschistes éclogitiques" est jalonné par des blastomylonites éclogitiques.

Selon Lardeaux (1981), Lardeaux et al., (1982), Lardeaux et al.(1983), la mise en place de l'unité supérieure a lieu à la fin de la phase P2 ou entre les phases P1 et P2. Néanmoins cette hypothèse est en contradiction avec la figure 4.1c tirée de Lardeaux et al. (1983) où le contact est largement plissé par un pli P1.

4 - Passchier et al. (1980) et Williams et Compagnoni (1983) avancent une autre hypothèse: quatre unités séparées par des contacts tectoniques sont distinguées dans le Val d'Aoste. Ces quatre unités sont de l'Est vers l'Ouest, les "micaschistes éclogitiques", une unité de gneiss minuti, des éléments de IIDK et une deuxième unité de gneiss minuti (Fig.4.1d). La superposition de ces unités débute en condition éclogitique et s'achève dans les conditions du faciès schiste vert. La géométrie visible est due à la superposition de quatre phases de plis.

5- Rubie (1984) propose une autre solution: les trois unités présentes dans la zone Sesia-Lanzo appartiennent à la même nappe. Les contacts entre ces trois unités sont toutefois des contacts tectoniques (Fig.4.1e). La différence entre les trois unités est expliquée de la façon suivante: "*the IIDK and EMS represent different structural levels of the same major thrust sheet.*" "*The pattern of greenschist metamorphism at the present erosion level, showing an increasing intensity toward the NW side of the Sesia Zone, may be related to a variation in uplift/erosion rates across this zone.*"

6 - Pognante et al. (1987) propose que la superposition des trois unités observées dans le Val Soana, (de haut en bas, "micaschistes éclogitiques", IIDK, "gneiss minuti") ait une origine tectonique et soit réalisée en conditions schiste bleu, les unités chevauchées étant les plus externes (Fig.4.1f). Cette hypothèse est en contradiction avec les superpositions observées au Nord de la zone Sesia-Lanzo, où la IIDK apparaît être sur les "gneiss minuti".

NW

SE

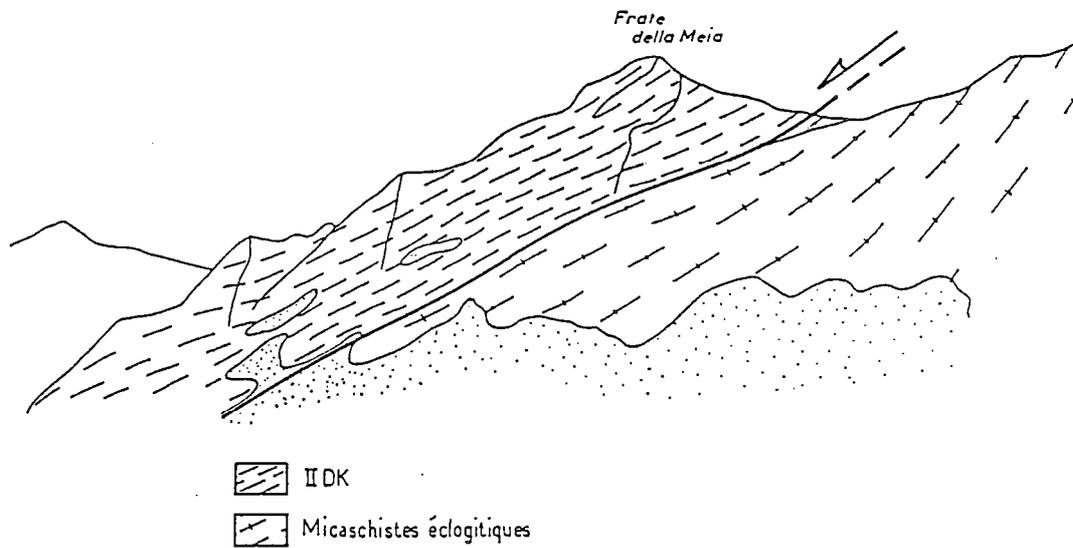


Fig.4.3. Le contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" depuis le Passo del Macagno.

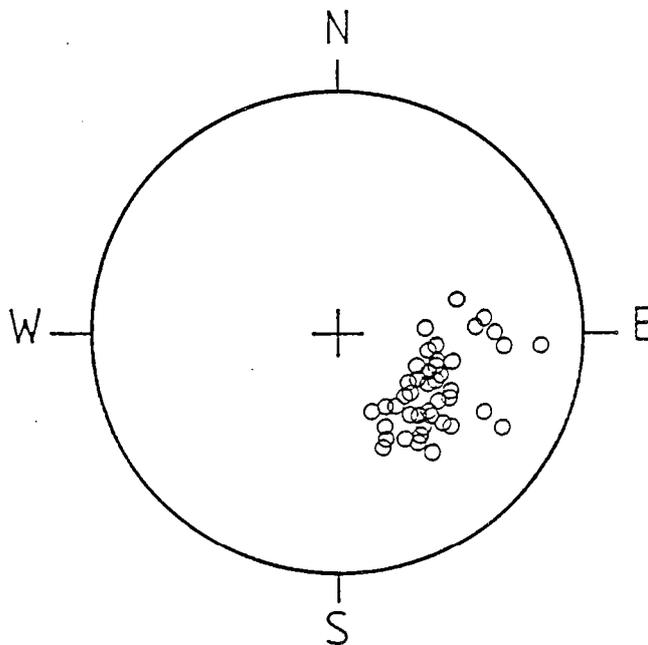


Fig.4.4. Pôles des plans de schistosité le long du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" (diagramme de Wulf, projection sur l'hémisphère inférieur).

A une même question, ces travaux répondent donc de façons différentes. Les raisons principales sont (1), la complexité des déformations superposées observées et (2), pour certains auteurs (Passchier et al. 1980; Williams et Compagnoni, 1983), le fait qu'ils portent sur la géométrie de lambeaux "kinzigitiques" dont l'attribution à la IIDK est incertaine (Compagnoni et al, 1977b). La réponse à la question posée passe par la recherche d'endroits clefs où la déformation observable est simple.

3. Le contact IIDK-micaschistes éclogitiques

3.1. Introduction

Un problème important auquel on est confronté lors de l'analyse de la déformation le long du contact IIDK/ "micaschistes éclogitiques", est la présence d'une déformation rétomorphique souvent forte dans ce secteur de la zone Sesia-Lanzo. Le long du contact IIDK/ "micaschistes éclogitiques", cette déformation reprend clairement une déformation se déroulant en conditions de HP/BT. La présence de cette déformation rétomorphique est un obstacle à la caractérisation de la première déformation. Aussi avons nous choisi un secteur où, le long du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques", la déformation rétomorphique était réduite. Cette région est située aux confins du haut Val Artogna et du haut Val Vogna (région du Frate della Meia, Fig.4.2). Même dans cette région, l'unité des "micaschistes éclogitiques", représentée par des métagranitoïdes ("gneiss Sesia"), est assez fortement affectée par la déformation rétomorphique. Aussi les caractères de la déformation liée au contact seront principalement recherchés dans la IIDK.

3.2. Géométrie

Dans le secteur d'étude le contact est remarquablement planaire avec un pendage d'environ 40° vers le Nord-Ouest (Fig.4.3, 4.4). Les foliations alpines des "micaschistes éclogitiques" et antéalpines de la IIDK sont parallèles à subparallèles au contact. De l'intérieur de la IIDK vers le contact, un net gradient de déformation est visible. Celui-ci se traduit par une forte diminution de la taille des grains accompagnée par une croissance de minéraux alpins aux dépens des phases antéalpines, et par l'apparition d'une schistosité alpine très bien développée sur laquelle une linéation d'étirement minérale est visible. Ce gradient de déformation est très rapide.

3.3. La linéation d'étirement.

Le long du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" et au sein de la IIDK la linéation d'étirement finie est marquée:

- Dans les amphibolites par l'allongement des amphiboles bleues, des zoisites et par les zones abritées autour des grenats et des clastes d'amphiboles antéalpines.
- Dans les kinzigitites par la fabrique générale de la roche (rods de quartz), l'allongement des amphiboles bleues et les zones abritées autour des grenats.

Deux types de linéations d'étirement sont distinguables à proximité du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" (Fig.4.5). Ces deux types de linéation d'étirement sont associées a deux déformations différentes:

Les linéations associées au gradient de déformation développé près du contact sont contemporaines d'une déformation de HP/BT. Elles ont une orientation moyenne N140.

Une déformation rétomorphique est également observable. Elle est assez fortement développée dans les "micaschistes éclogitiques". Elle est associée a une linéation d'étirement orientée N100-N120.

La déformation qui nous intéresse étant celle associée au contact, c'est exclusivement la déformation éclogitique que nous décrirons.

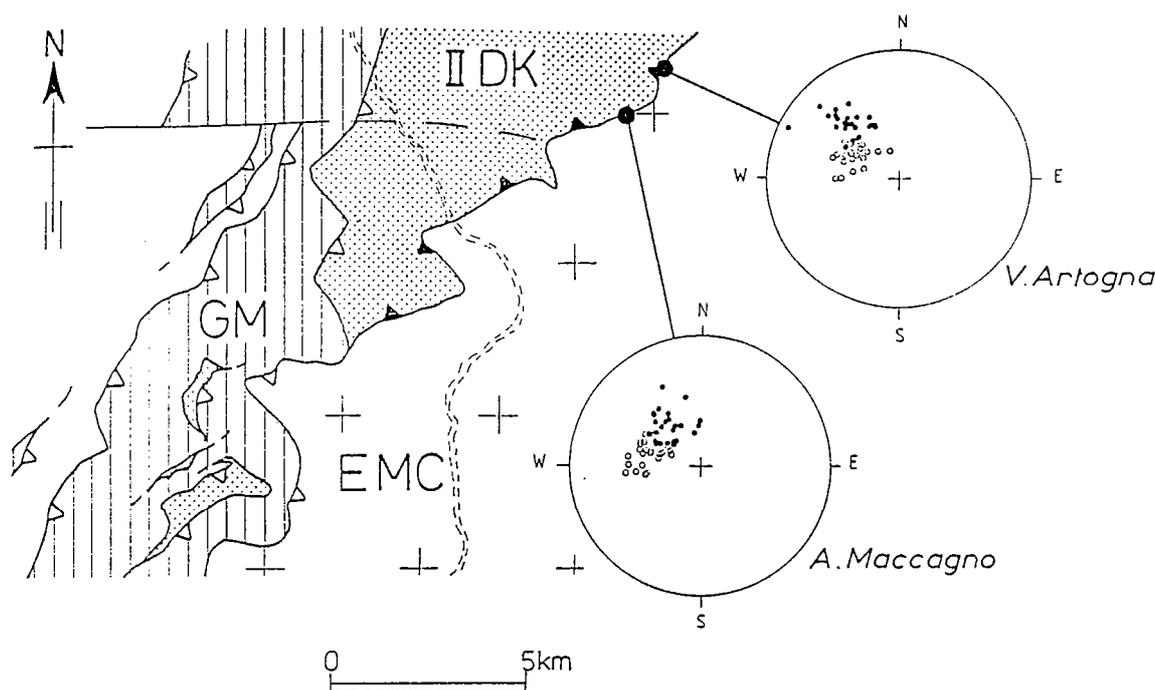


Fig.4.5. Les linéations d'étirement le long du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques". Cercles pleins: linéations éclogitiques. Cercles vides: linéations rétromorphiques. GM: "gneiss minuti". EMC: "micaschistes éclogitiques".

3.4. Forme de l'ellipsoïde de déformation.

Différents critères nous permettent de définir qualitativement la forme de l'ellipsoïde de déformation:

- Les fabriques de forme des mylonites sont toujours de type L-S (Flinn, 1965; Pitcher et Berger, 1972).
- Les zones abritées, systématiquement présentes dans le plan XZ autour des clastes d'amphiboles antéalpines ou des blastes de grenats, sont absentes dans le plan YZ, de même que les bandes de cisaillement.

Ces différents critères montrent que la déformation visible le long du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" est proche de la déformation plane.

3.5. Régime de la déformation.

Des bandes de cisaillement secondaire (Berthé et al., 1979) sont bien développées dans les métapélites (Fig.4.6a et 4.6b) et montrent un sens de cisaillement vers le NW. Une seule famille de bandes est observable, de sorte que la déformation doit être proche du cisaillement simple (Choukroune et al., 1987). Des bandes de cisaillement secondaire sont également visibles dans les amphibolites (Fig.4.6c). Là encore le sens de cisaillement est vers le NW.

La dissymétrie des fabriques de quartz a également été étudiée (Fig.4.7 et 4.8). Pour des raisons techniques (problème de goniomètre), les fabriques de quartz obtenues n'ont pas la fiabilité qu'elles devraient avoir. Cette remarque vaut également pour les fabriques effectuées dans l'unité

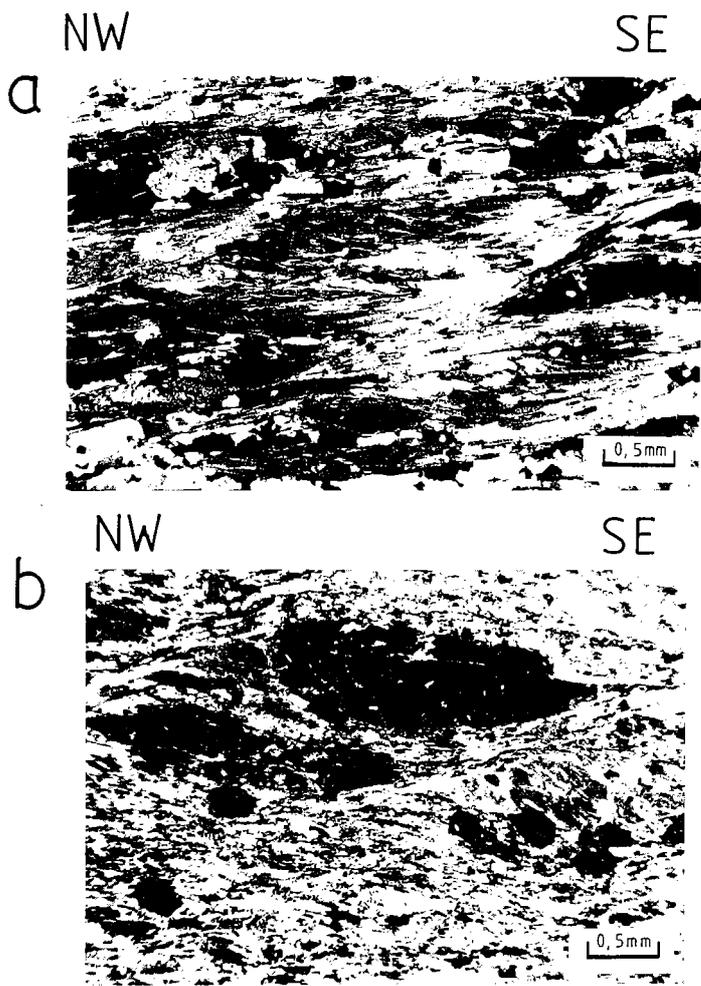


Fig.4.6. Bandes de cisaillement secondaires le long du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" (plan XZ): (a) dans les métapélites de la IIDK; (b) dans les amphibolites de la IIDK.

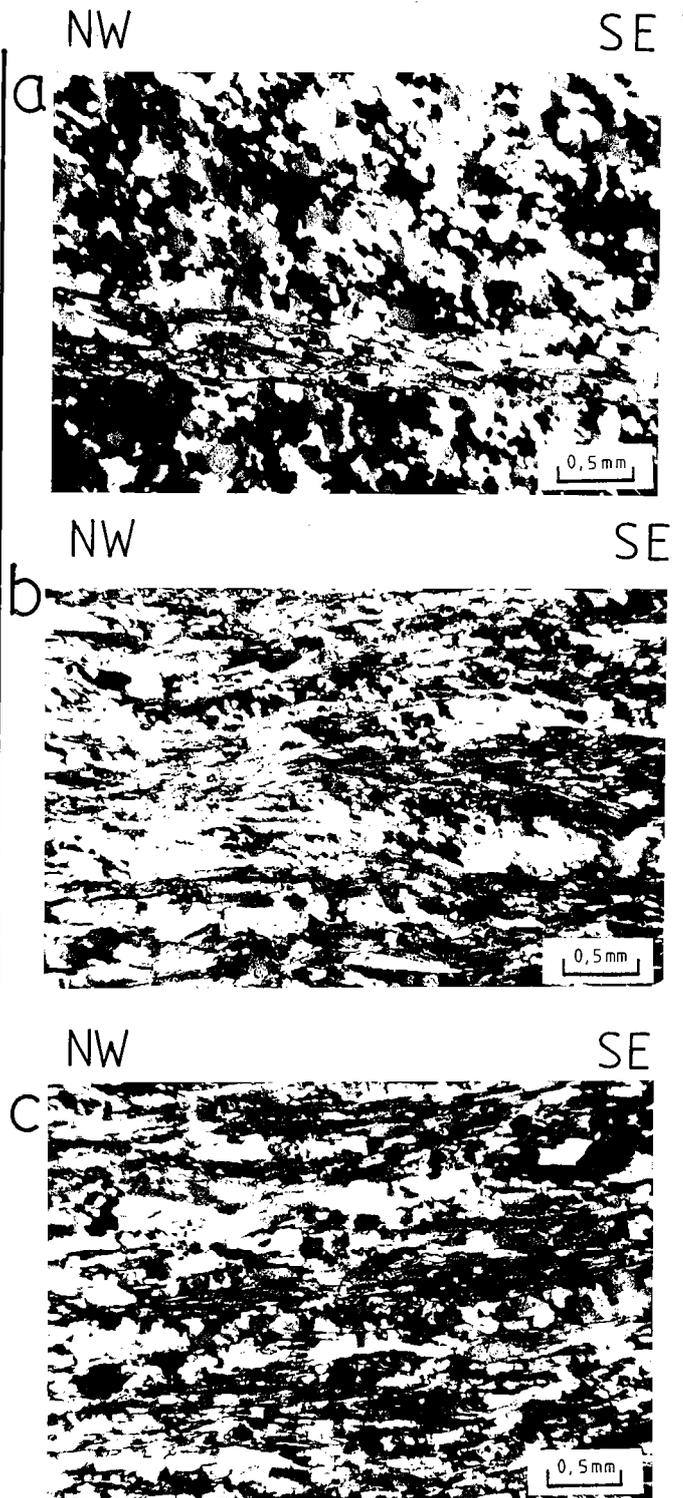


Fig.4.7. Fabrication de quartz le long du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques". Lumière polarisée analysée; plan XZ. (a) échantillon ART6; (b) échantillon ART5; (c) échantillon ART7.

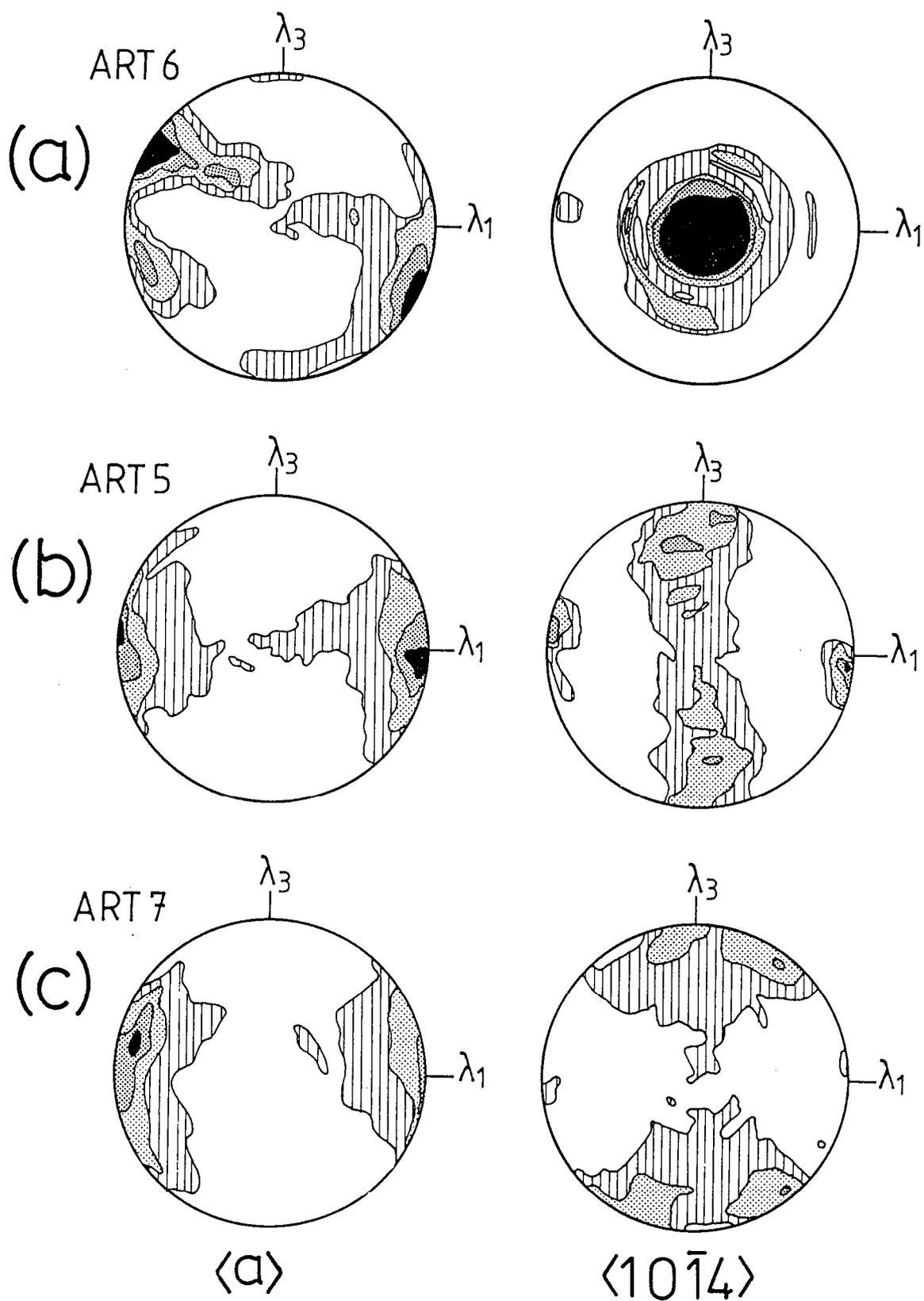


Fig.4.8. Fabrication de quartz le long du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques". Diagramme d'orientation des axes $\langle a \rangle$ et $\langle 10\bar{1}4 \rangle$: (a) échantillon ART6; (b) échantillon ART5; (c) échantillon ART7.

des "gneiss minuti" (Cf Chap.3). Toutefois, les fabriques de quartz étant fortes et cohérentes dans les échantillons étudiés, elles sont probablement significatives en terme de sens de cisaillement.

Les fabriques d'axes $\langle a \rangle$ sont en accord avec un sens de cisaillement vers le NW. Les fabriques d'axes $\langle 1014 \rangle$ montrent des systèmes de glissement variables selon les échantillons:

- Dans l'échantillon ART6 (quartzite) le système de glissement dominant est le glissement prismatique: cela se traduit par un très fort maximum des axes (1104) dans la direction Y. En lame mince la fabrique du quartz apparaît extrêmement forte. Les grains de quartz sont souvent éteints ou sombres dans le plan XZ confirmant la fabrique d'orientation des axes $\langle 1104 \rangle$. Ils montrent une assez forte déformation interne (extinction onduleuse). Les grains de quartz possèdent fréquemment des contours lobés (indice de migration de joints). Des joints triples sont également visibles. Le mécanisme de déformation dominant est la rotation de sous grains.

La fabrique d'axes $\langle a \rangle$ est fortement dissymétrique, trois maxima étant toutefois visibles.

- Dans l'échantillon ART5 (quartzite micacée), la fabrique du quartz est un peu moins forte. Plusieurs systèmes de glissement sont activés. En lame mince, dans le plan XZ, les grains de quartz apparaissent plus clairs que précédemment en lumière polarisée. Il sont très fréquemment déformés (extinction onduleuse). Le contour des grains est généralement lobé, les joints triples sont exceptionnels. Le mécanisme de déformation dominant est la rotation de sous grains. Les grains sont allongés avec un angle d'environ 70-80° avec les bandes C'. La fabrique d'axes $\langle a \rangle$ montre un fort maximum relativement proche de X.

- Dans l'échantillon ART7 (micaschiste), la fabrique du quartz demeure forte, bien que dans cette roche le quartz soit en quantité plus faible (60%). De plus, la présence de minéraux tels que le grenat et la glaucophane implique une déformation du quartz beaucoup plus hétérogène. Le système de glissement basal semble être le glissement dominant. En section XZ (lumière polarisée), les microstructures observables sont relativement proches de celles des échantillons ART6 et ART5.

Le mode de déformation du quartz varie donc assez peu dans les trois échantillons. Par contre le système de glissement dominant n'est pas toujours semblable. Plusieurs facteurs peuvent expliquer cette observation:

- Antérieurement à la déformation éclogitique les roches sont déjà déformées (déformation antéalpine) avec une orientation préférentielle du quartz, comme cela est parfois le cas dans la zone d'Ivrée (Handy, 1985). L'orientation du quartz n'étant donc pas au départ aléatoire, les systèmes de glissements activés seront dépendants de l'orientation initiale.

- Le mode de déformation du quartz est très sensible à la variation de l'activité de l'eau (Blacic, 1975). Bien que cela semble peu probable, celle-ci varie peut être selon les roches.

- La présence de niveaux micacés dans certaines roches (ART7), favorise probablement des modes de glissement du quartz différents, par rapport aux roches presque exclusivement constituées de quartz (ART6).

3.6. *Relations métamorphisme-déformation.*

Le long du contact IIDK- "micaschistes éclogitiques", les minéraux antéalpains sont progressivement déstabilisés et sont remplacés par des associations de haute pression - basse température (Tab.4.1 et 4.2).

- Dans les amphibolites (Fig.4.9), les amphiboles antéalpines sont ainsi déstabilisées en amphibole bleue à bleu vert + zoisite/épidote. Le grenat antéalpin est lui aussi déstabilisé en amphibole bleue à bleu-vert. Il recrystallise également sous forme de grenat alpin. Dans certains cas, l'omphacite est observable (Tab.4.1). De l'albite apparaît parfois dans les fractures du grenat 1. Elle

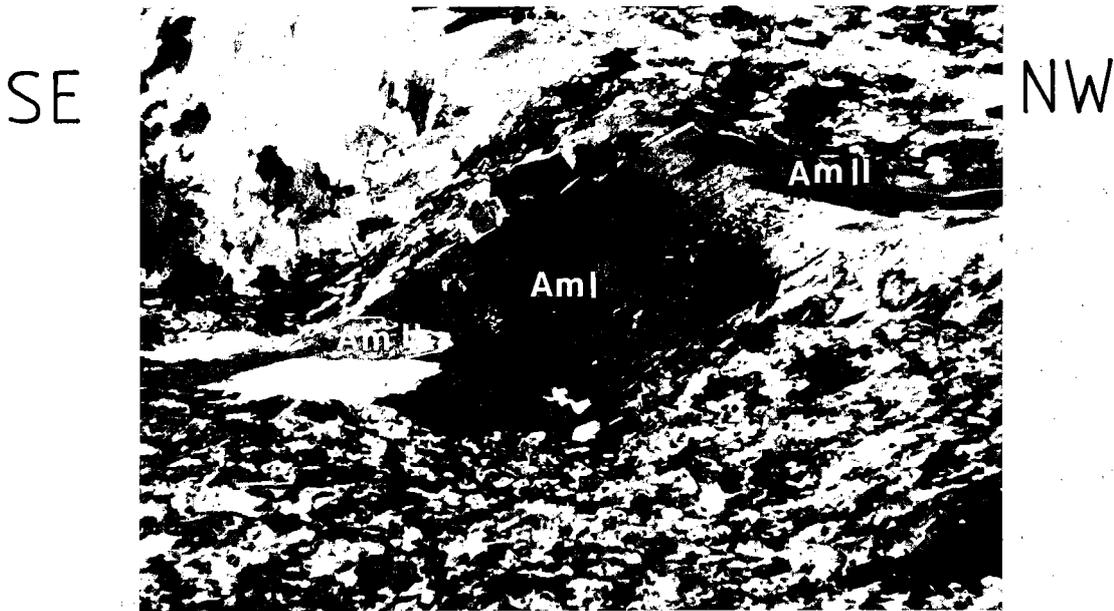


Fig.4.9. Cristallisation d'amphiboles secondaires (AmII) alpines à partir d'une amphibole antéalpine (AmI) dans une amphibolite de la IIDK. Notez la dissymétrie des ombres de pression indiquant un cisaillement dextre.



Fig.4.10. Cristallisation de grenat alpin (GtII) à partir d'un grenat antéalpin (GtI) dans un micaschistes de la IIDK. Notez les inclusions d'opaques dans le grenat antéalpin.

ech	amph1	gt1	qz	ab	omp	chl	amph2	gt	ep/zo	mb	ap	rt	sp	op
MAC1	x	x	x		x		x	x	x	x			x	
MAC56	x	x					x	x	x			(x)	x	x
MAC57	x						x	x	x		x		x	
MAC58	x					x	x	x	x			(x)	x	
MAC58'	x		x	?		x	x	x	x			(x)	x	x
MAC59	x	x	x	2		2	x	x	x			(x)	x	
AMA200			x		x		x	x	x	x			x	
AMA201	x	?			x		x	x	x				x	

Tab 4.1. Les associations observées dans les amphibolites de la IIDK près du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques". amph1, gt1; phases antéalpines. 2: phases apparaissant lors de la rétro-morphose. (x) Le rutile lorsqu'il est présent est toujours entouré d'une couronne de sphène.

ech	gt1	qz	gt2	qz	ab	MB	chl	amphb	zo	ap	ru	sph
ART5		+	+	+	+	+	+		+	+	+	
ART7	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	
MAC100	+	+	+	+		+		+			+	+
ART6		+	+	+	+	+		+	+		+	
AMA5	+	+	+	+		+	+		+		+	
MAC102		+	+	+		+		+			+	
ART1		+	+	+	+	+		+	+		+	

Tab 4.2. Les associations observées dans les métapélites de la IIDK près du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques". gt1; grenat anté-alpin.

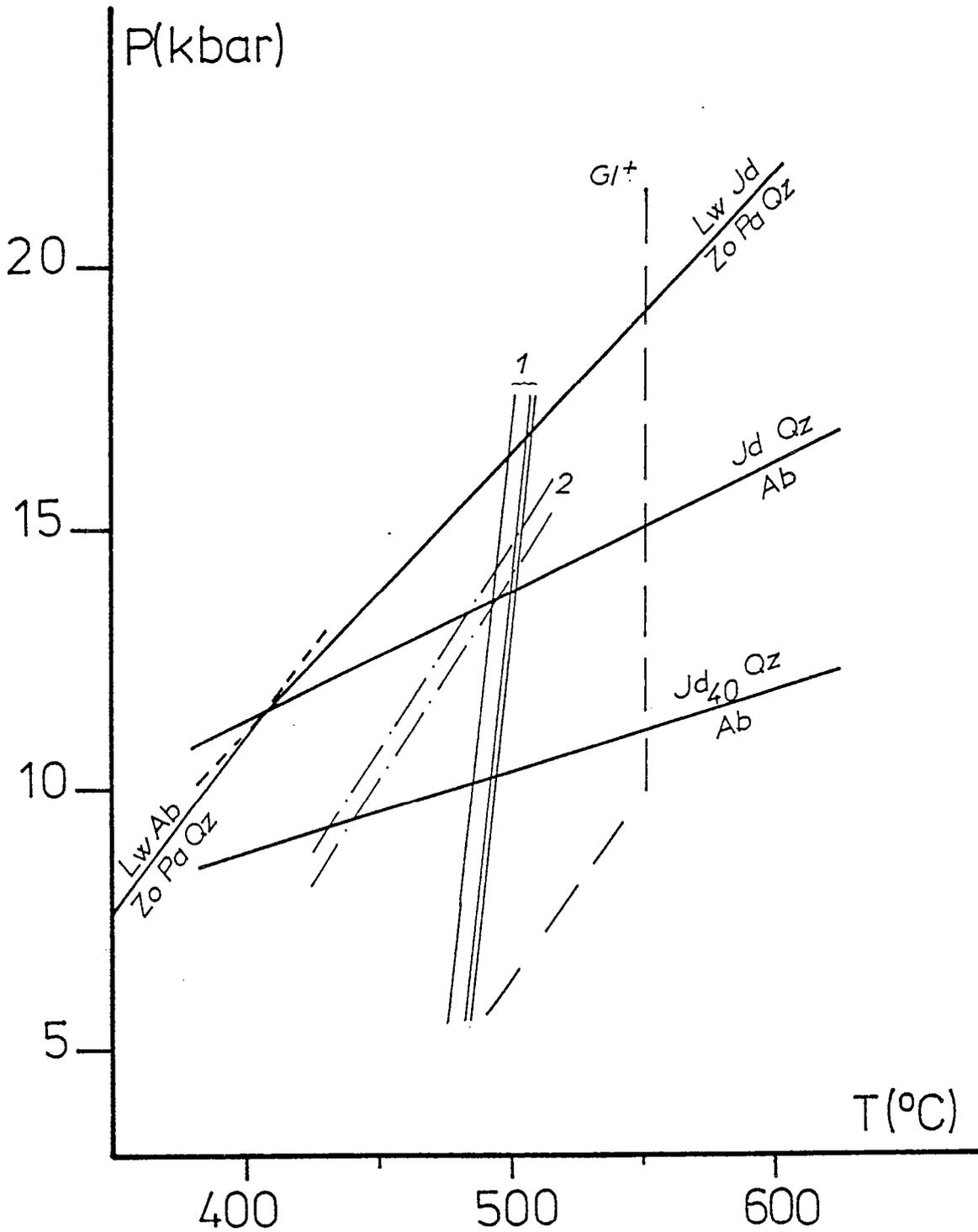


Fig.4.11. Conditions P-T de la déformation associée au contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" (d'après Lardeaux, 1981, modifié). (1) Echange FeMg entre grenat et pyroxène d'après Ellis et Green (1979). (2) Echange FeMg entre grenat et phengite d'après Krogh et Raheim (1978). Ligne tiretée: limite de stabilité de la glaucophane d'après Maresch (1977).

est également visible en matrice dans certaines roches (Tab.4.1). Elle n'a jamais été observée costable avec l'omphacite (Tab.4.1). Les opaques sont successivement remplacés par le rutile puis le sphène.

-Dans les métapélites (Tab.4.2) les reliques antéalpines sont moins abondantes. Deux générations de grenat sont toutefois différenciables (Fig.4.10): Une première génération est constituée de gros grenats (1-5 mm) qui possèdent parfois des inclusions d'ilménite. Ces inclusions ont tendance à être déstabilisées en rutile; lorsque l'ilménite a totalement disparu, le rutile se présente sous forme d'amas, pseudomorphosant l'ilménite. Le grenat de deuxième génération croît aux dépens du précédent et possède des interfaces nettes avec les autres phases de HP-BT. Il inclut fréquemment des grains de rutile. A la différence du grenat précédent, les inclusions de rutile sont toujours bien définies et monominérales.

De fines aiguilles de rutile (sagénite) sont parfois développées dans les micas blancs. Ceci a été précédemment décrit dans l'unité des "micaschistes éclogitiques" (Compagnoni et Mafféo, 1973; Compagnoni, 1977) et est attribué à la croissance des micas blancs aux dépens de biotite antéalpine riche en titane.

L'amphibole bleue, généralement assez pâle en lumière naturelle, est allongée dans la foliation et montre parfois des traces de déformation interne (extinction ondulée).

La zoïsité est peu colorée et polarise dans les gris bleus du premier ordre. Elle est probablement très pauvre en Fe^{3+} . Elle est allongée dans la foliation.

Dans de rares cas de l'albite est observable. Elle appartient vraisemblablement à la paragenèse de HP/BT. Elle apparaît parfois en zone abritée du grenat ou de l'apatite et est donc syncinématique (Tab.4.2).

3.7. Conditions P-T de la déformation (Fig.4.11).

Les conditions P-T de cristallisation des mylonites éclogitiques jalonnant le contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" ont été estimées antérieurement par Lardeaux (1981) à environ 14 kbar-500 °C.

Les équilibres utilisés par Lardeaux (1981) sont l'échange FeMg-1 entre grenat et omphacite selon le modèle de Ellis et Green (1979) et l'échange FeMg-1 entre grenat et phengite en utilisant la calibration de Krögh et Råheim (1978), les conditions du métamorphisme étant définies par l'intersection des deux courbes d'équilibres.

L'équilibre $ab = Jd + Qz$ est également un très bon baromètre. L'albite étant stable dans certaines lithologies, l'omphacite et le quartz étant parfois visibles dans les metabasites, cet équilibre précise également les conditions P-T de cristallisation des mylonites du contact (Fig.4.11).

Les conditions P-T de cristallisation des blastomylonites du contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" sont donc de l'ordre de 14 kbar, 500°C.

3.8 Conclusion.

Le contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" est un contact tectonique le long duquel des mylonites de HP/BT sont visibles. Les observations microstructurales montrent que la déformation est plane, non coaxiale, sans doute proche du cisaillement simple. Les conditions P-T de la déformation sont estimées à environ 14 kbar, 500°C.

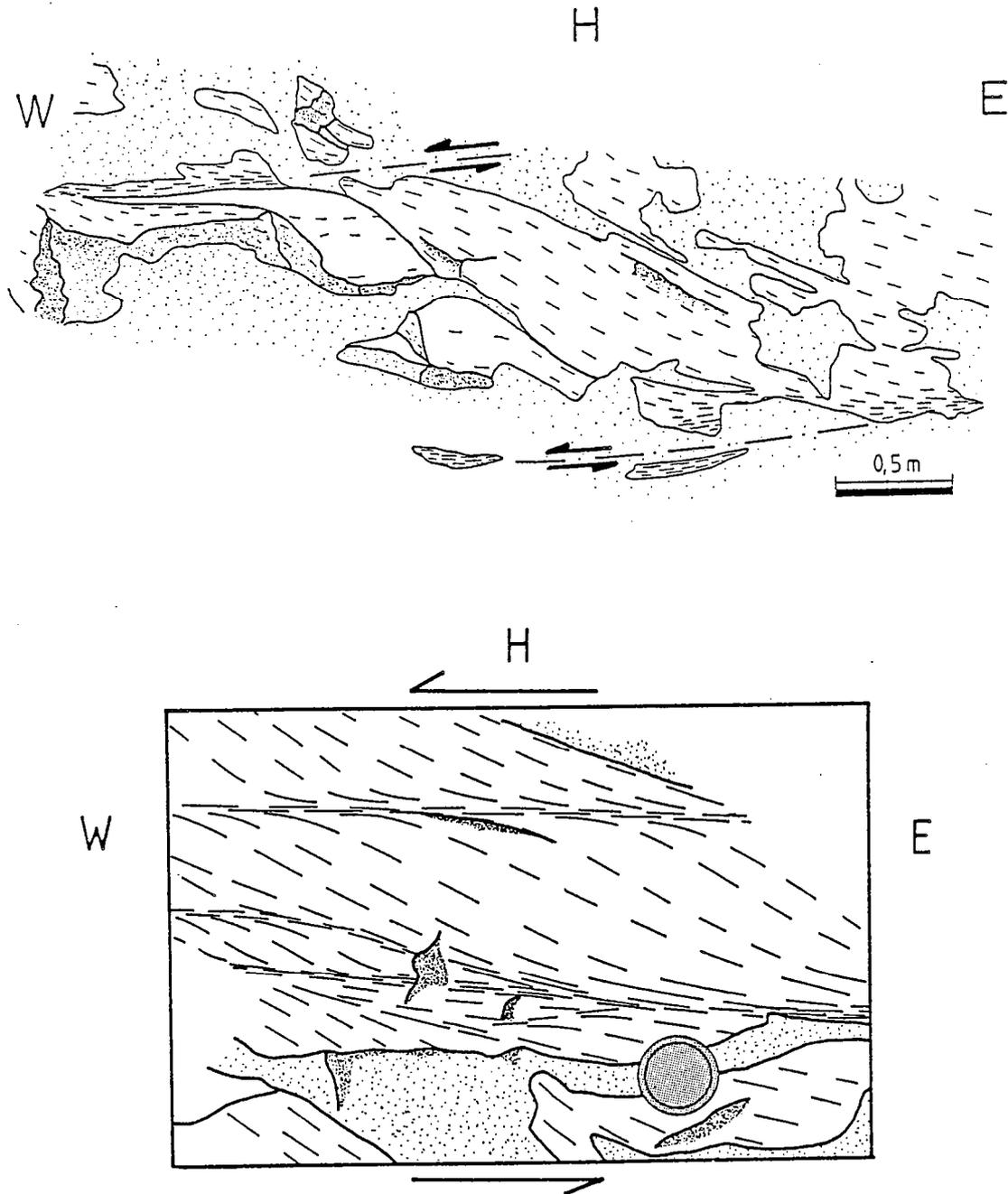


Fig.4.12. Géométrie des zones de cisaillement le long du contact IIDK-"gneiss minuti" (plan XZ).

4. Le contact IIDK-gneiss minuti

4.1. Introduction.

La nature tectonique du contact IIDK-"gneiss minuti" avait déjà été remarquée par Carraro et al. (1970) et Dal Piaz et al. (1971) qui observent sur la face sud du Mt Nery plus de 100 m de mylonites. Sur cette même face le contact mylonitique est recoupé par un dyke andésitique d'âge Oligocène probable, qui postdate clairement la déformation (Dal Piaz et al., 1971). La déformation associée au contact est donc anté-Oligocène.

Le contact IIDK-"gneiss minuti" à plus particulièrement été étudié dans la région du Passo di Frudiere (Fig.4.2).

4.2. Géométrie.

De l'intérieur de la IIDK vers l'extérieur de cette unité, un fort gradient de déformation alpine est visible. Il se traduit par l'apparition de zones de cisaillement, qui deviennent nombreuses en se rapprochant du contact. La déformation alpine est donc hétérogène dans la IIDK: elle est localisée dans des zones de déformation individualisant des volumes de roches peu déformées (Fig.4.12). La dimension de ces volumes est assez variable et peut passer de l'échelle décimétrique à décamétrique. La géométrie des zones de cisaillement n'est pas quelconque. Elle peut être utilisée pour contraindre la forme de l'ellipsoïde de déformation (Cobbold et Gapais, 1987; Gapais et Cobbold, 1987; Gapais et al., 1987) (Fig.4.13), ainsi que le régime de la déformation (Choukroune et al., 1987; Gapais et Cobbold, 1987; Gapais et al., 1987).

Dans le cas présent, la géométrie des zones de cisaillement (Fig.4.12) montre (1) qu'une famille de bandes est nettement dominante et atteste d'une déformation fortement non-coaxiale, le sens de déplacement qu'elle implique étant vers l'ouest. (2), que l'essentiel des déplacements s'effectuent dans le plan XZ (Fig.4.13) et donc que la déformation est proche de la déformation plane (Gapais et al., 1987).

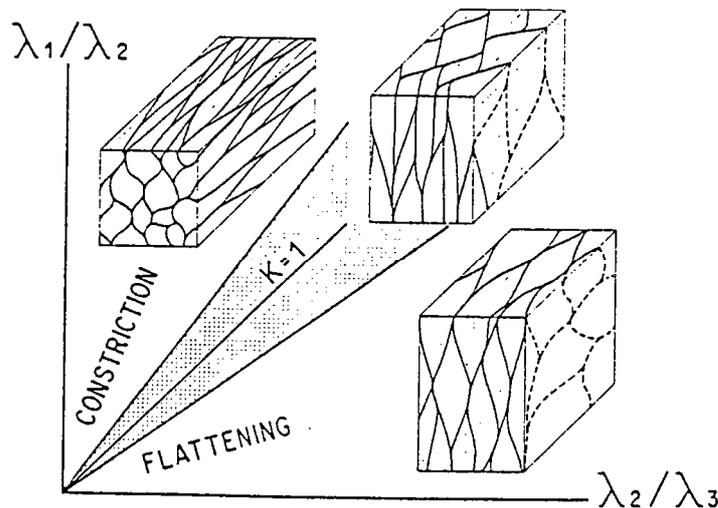


Fig.4.13. Géométrie des zones de cisaillement en fonction du type d'ellipsoïde de déformation (d'après Gapais et al., 1987).

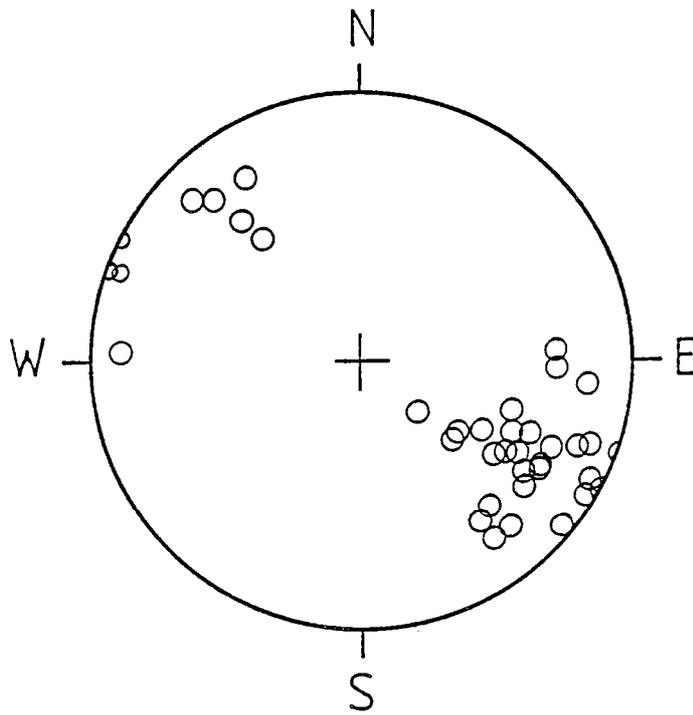


Fig.4.14. Orientation des linéation d'étirement dans les zones de cisaillement le long du contact IIDK- "gneiss minuti".

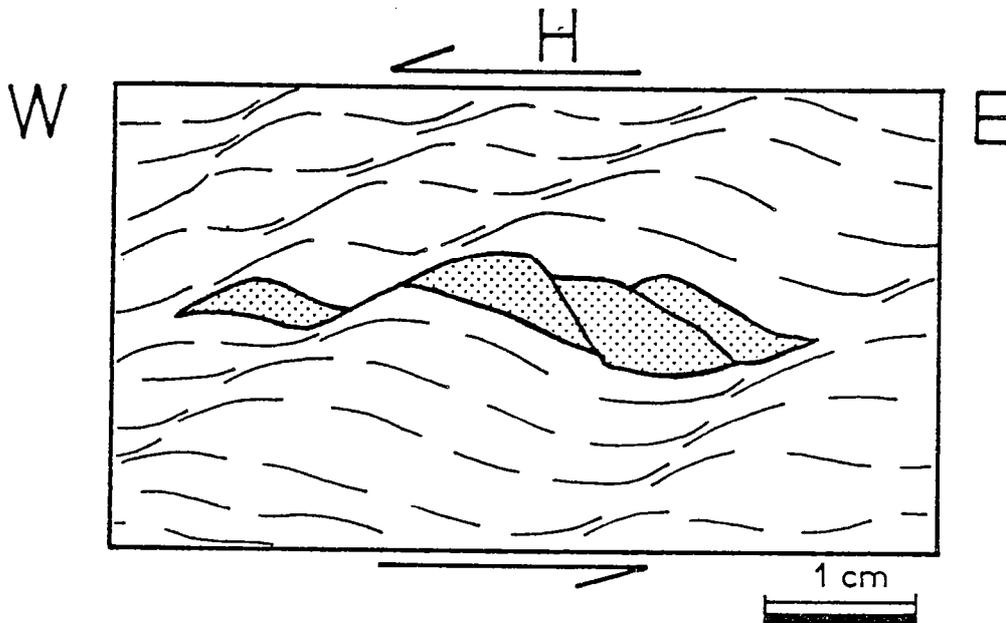


Fig.4.15. Bandes de cisaillement secondaires et fracturation d'un feldspath potassique dans les pegmatoïdes (plan XZ).

4.3. la linéation d'étirement.

La linéation d'étirement est soulignée par la forte fabrique de la roche et les zones abritées autour des clastes de minéraux antéalpains (amphibole, grenat, feldspath, ilménite). Le long du contact IIDK-"gneiss minuti" les linéations d'étirement ont une direction moyenne N110 (Fig.4.14). L'orientation de la linéation d'étirement a été mesurée dans les zones de cisaillement précédemment décrites. Elle pourrait apparaître relativement mal réglée (Fig.4.14). L'orientation de la linéation est fonction de la géométrie locale de la zone de cisaillement (Gapais et Cobbold, 1987; Gapais et al., 1987).

4.4. Forme de l'ellipsoïde de déformation.

La géométrie des zones de cisaillement est déterminante (Cobbold et Gapais, 1987; Gapais et Cobbold, 1987; Gapais et al., 1987). Une famille de bandes est nettement dominante indiquant une déformation fortement non coaxiale et probablement assez proche du cisaillement simple.

4.5. Régime de la déformation.

Plusieurs types de critères de sens de cisaillement sont observables à différentes échelles le long du contact IIDK-"gneiss minuti".

On citera tout d'abord la géométrie des bandes de déformation qui montre un sens de cisaillement vers l'ouest sur ce contact. A plus petite échelle des bandes C' sont visibles et particulièrement développées dans les anciens filons de pegmatoïdes (Fig.4.16). Dans ces pegmatoïdes, les feldspaths K sont parfois fracturés et montrent un sens cisaillement vers l'ouest (Fig.4.15).

En lame mince on observe, outre les bandes C', des zones abritées dissymétriques autour des clastes antéalpains (Fig.4.17), ainsi qu'une forte fabrique de forme et de réseau du quartz.

Tout ces critères indiquent un sens de cisaillement vers l'ouest.

4.6. Relations métamorphisme-déformation (Fig.4.18).

Le long du contact IIDK/"gneiss minuti" les associations antéalpines de haute température sont destabilisées et font place à des associations métamorphiques du faciès schiste vert (Tab.4.3). Les transformations sont particulièrement spectaculaires dans les amphibolites. Elles sont à rapprocher de celles observées par Stunitz (1986), a proximité du Colle Chasten.

ech	FK	Pl	Gt	Amph1	qz	ab	MB	chl	zo/ep	bi	amph	sph	op	ap
FRU57	+				+	+	+		+			+		
FRU55			+		+	+	+	+	+			+	+	
FRU6		+	+		+	+	+	+	+			+		+
FRU5			+		+	+	+	+	+			+		
FRU52		+		+	+	+	+	+	+		+	+	+	
FRU51			+		+	+		+	+		+	+		
FRU60		+		+	+	+		+	+		+	+		
FRU61				+		+		+	+		+	+		+

Tab 4.3. Les associations alpines associées au contact IIDK-"gneiss minuti", dans la IIDK.

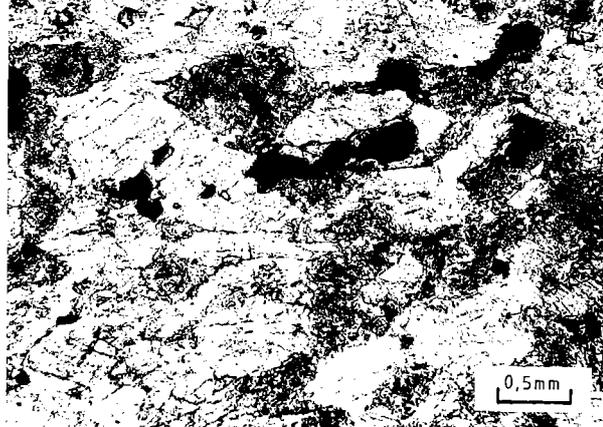


Fig.4.16. Bandes de cisaillement secondaires dans les pegmatoides (plan XZ).

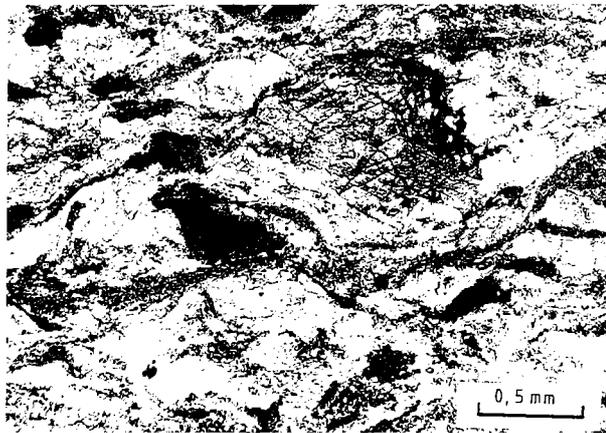


Fig.4.17. Bandes de cisaillement secondaires et zones abritées dissymétriques autour de claste antéalpin (Gt).

(a)



(b)



(c)

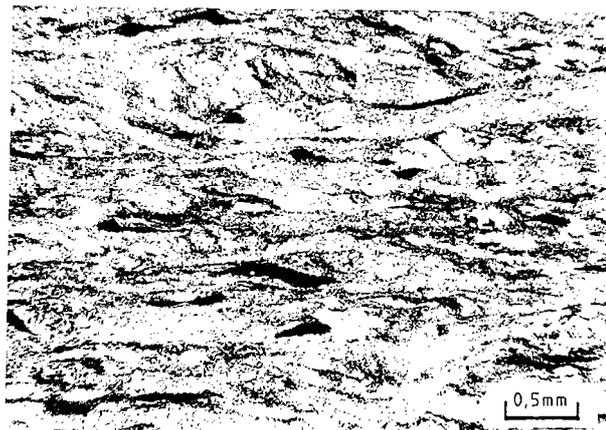


Fig.4.18. Relations métamorphisme-déformation dans les amphibolites de la IIDK: (a) état non déformé; (b) faible déformation; (c) forte déformation.

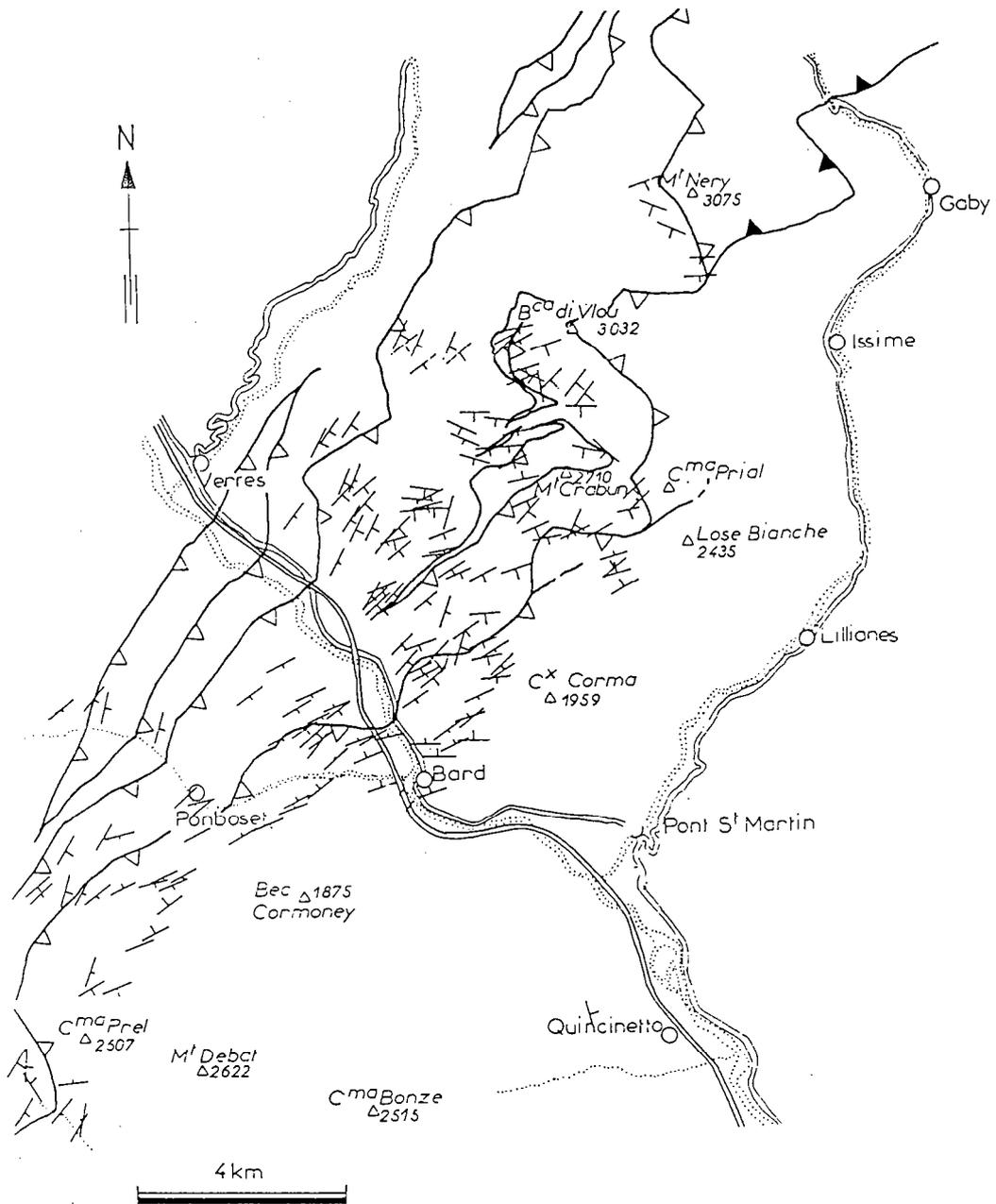


Fig.4.19. Géométrie du contact "gneiss minuti"- "micaschistes éclogitiques" et orientation des schistosités S2 sur la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo.

-Dans les roches non déformées (FRU 62) les amphiboles brunes sont légèrement décolorées en bordure, et un peu d'albite et de chlorite très pâle apparaissent ainsi que plus rarement de la calcite. Les plagioclases sont entièrement transformés en agrégats à zoisite + albite. L'ilménite se déstabilise au profit du sphène. La chlorite croît parfois entre les minéraux. Le quartz, rare, ne recristallise que très faiblement.

-Dans les roches déformées les transformations sont évidemment plus poussées et revêtent un caractère d'autant plus dynamique que la déformation est forte. L'amphibole brune est déstabilisée en chlorite franchement verte, en albite et en amphibole verte. Une épidote fortement pléochroïque ainsi que de l'albite sont visibles dans les sites du plagioclase. le sphène remplace parfois totalement l'ilménite.

Les sites des amphiboles apparaissent les mieux préservés. Au contraire, les anciens sites des plagioclases sont souvent déformés et parfois difficilement identifiables.

Les métapélites sont assez rares à proximité du contact. Les métapélites observées sont toutes fortement déformées. Dans ces roches, le grenat antéalpin se déstabilise en chlorite. Des inclusions sagénitiques sont parfois visibles dans les micas.

Dans les anciens niveaux pégmatoïdiques, la déformation alpine est généralement forte. Les feldspaths potassiques sont tronçonnés. L'épidote, le quartz, les micas blancs et l'albite sont synchrones de la déformation.

4.7. Conditions P-T de la déformation.

Les assemblages synchrones de la déformation (Tab.4.3) sont proches de ceux observés à l'intérieur des "gneiss minuti". Bien qu'une étude de la chimie des phases nous permettrait une évaluation plus précise des conditions du métamorphisme, celles-ci peuvent être estimées à environ 4-6 kbar pour 400-450 °C par comparaison avec le métamorphisme en faciès "schiste vert" développé dans les "gneiss minuti" (Lattard, 1974).

4.8. Conclusion.

Le contact IIDK-"gneiss minuti" est un contact tectonique le long duquel les paragenèses antéalpines de la IIDK sont déstabilisées au profit de paragenèses du faciès schiste vert. La déformation associée au contact est très hétérogène. L'analyse microstructurale montre que la déformation est synchrone d'un mouvement vers l'ouest de la IIDK sur les "gneiss minuti". La déformation a lieu dans les conditions du faciès schiste vert.

5. Le contact gneiss minuti- micaschistes éclogitiques

5.1. Géométrie.

Bien que parfois plissé (par exemple dans le Valchiusella), le contact "gneiss minuti"- "micaschistes éclogitiques" est remarquablement planaire dans la zone étudiée. Globalement parallèle au contact externe des gneiss minuti avec l'unité du Combin (Fig.4.19), il possède un fort plongement vers le SE; ce plongement est particulièrement fort au sud du Val d'Aoste: Entre le Val d'Aoste et le Valchiusella le contact "gneiss minuti"- "micaschistes éclogitiques" est ainsi vertical. Au Nord du Val d'Aoste le plongement diminue. Des carbonates dolomitiques jalonnent parfois ce contact (Passchier et al., 1980; cf. carte hors texte).

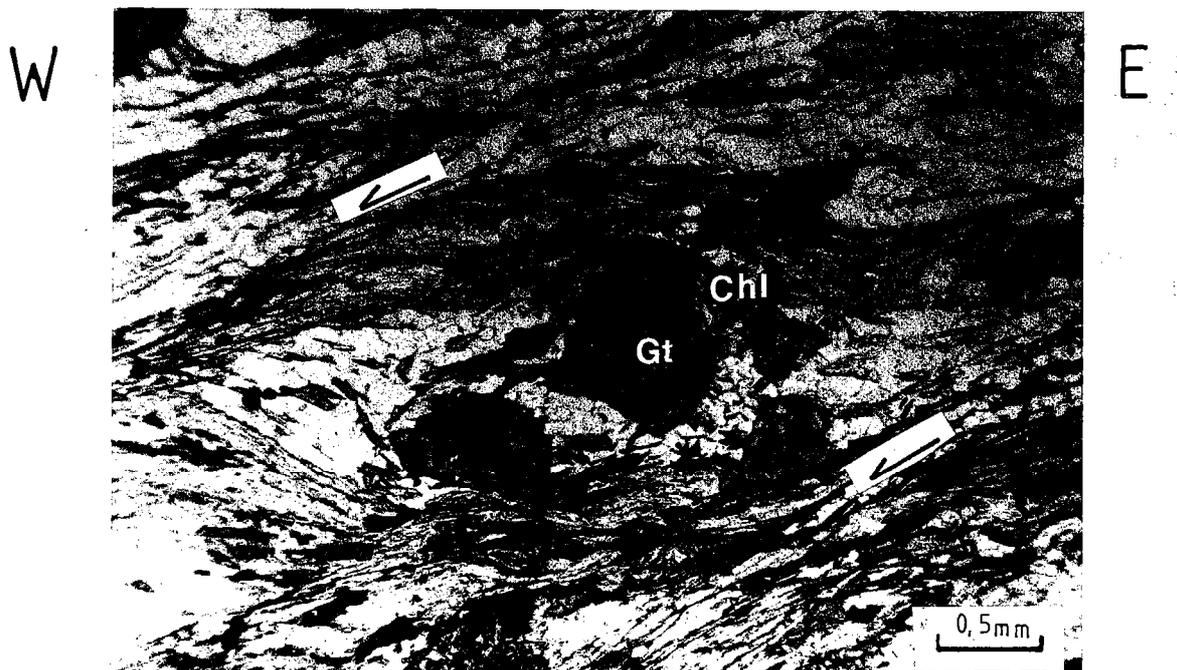


Fig.4.20. Bandes de cisaillement secondaires près du contact "gneiss minuti"- "micaschistes éclogitiques" dans les "micaschistes éclogitiques" (plan XZ); notez la destabilisation du grenat en chlorite. Les bandes indiquent un sens de cisaillement vers l'ouest.



Fig.4.21. Bandes de cisaillement secondaires dans les "gneiss minuti" près du contact "gneiss minuti"- "micaschistes éclogitiques". Echelle 5mm.

Dans le Val d'Aoste, la cartographie du contact est relativement délicate: des granitoïdes sont présents au sein de l'unité des "micaschistes éclogitiques" de sorte qu'il est difficile de faire la différence entre ces granitoïdes généralement rétro-morphosés et les gneiss minuti. Fort heureusement, les roches encaissantes des granitoïdes (micaschistes éclogitiques banaux) nous permettent de distinguer les deux unités. Cette distinction explique les différences de cartographie existant entre nos travaux, et ceux de Passchier et al. (1980) et Williams et Compagnoni (1983): ces auteurs ont attribué tous les métagranitoïdes à l'unité des "gneiss minuti" ("gneiss minuti II", Passchier et al., 1980).

Dans l'unité des "micaschistes éclogitiques" un net gradient de déformation est développé à proximité du contact. Ce gradient de déformation est accompagné d'une rétro-morphose des assemblages éclogitiques primaires au profit d'assemblages de basse pression. De l'intérieur des "micaschistes éclogitiques" au contact avec les gneiss minuti, la fréquence des zones de cisaillement augmente rapidement. Dans ces zones de cisaillement, la déformation devient également plus forte; on passe ainsi de quelques rares zones de déformation rétro-morphique, à des zones de déformation plus fréquentes, où la déformation est en moyenne plus forte; immédiatement à proximité du contact, la déformation est intense, la taille de grain diminue, les roches deviennent mylonitiques. Dans l'unité des gneiss minuti, le gradient de déformation possède des caractères différents. Dans cette unité la déformation rétro-morphique est toujours forte. A proximité du contact l'intensité de la déformation augmente jusqu'à la mylonitisation. La déformation est plus homogène que dans l'unité des "micaschistes éclogitiques".

5.2. Linéation d'étirement finie.

Le long du contact "gneiss minuti"- "micaschistes éclogitiques", la linéation d'étirement finie est soulignée par la fabrique de forme de la roche et l'alignement des minéraux rétro-morphiques. Elle possède généralement un pitch assez faible et une direction moyenne N70-N90.

5.3. Forme de l'ellipsoïde de déformation finie.

Deux types de critères indiquent que la déformation est proche de la déformation plane le long du contact "micaschistes éclogitiques"- "gneiss minuti".

- Les zones abritées sont absentes ou faiblement développées autour des clastes dans le plan YZ. Les clastes sont définis par des minéraux éclogitiques dans l'unité des micaschistes éclogitiques, par des phases magmatiques (feldspath-K, amphibole) dans les "gneiss minuti".

- Les bandes de cisaillement, fréquentes dans le plan XZ, sont exceptionnelles dans le plan YZ.

La déformation développée près du contact "gneiss minuti"- "micaschistes éclogitiques" est donc probablement proche de la déformation plane.

5.4. Régime de la déformation.

Plusieurs type de critères nous montrent que la déformation est non-coaxiale. Ils apparaissent soit a proximité du contact, soit au sein de l'unité des "gneiss minuti". D'une façon générale, la déformation associée au contact et celle présente dans les "gneiss minuti" ne sont pas dissociables. Ne seront toutefois cités ici que les critères visibles dans le gradient de déformation observé près du contact. On pourra les rapprocher de l'analyse de la déformation dans les "gneiss minuti".

- Des bandes C' sont souvent développées tant dans l'unité des "gneiss minuti" que dans celle des "micaschistes éclogitiques" à proximité du contact (Fig.4.20, 4.21).

- Dans l'unité des "gneiss minuti", des yeux de feldpaths potassiques montrent assez fréquemment des zones abritées dissymétriques. Elles sont compatibles avec un sens de cisaillement vers l'ouest.

- La fabrique du quartz est généralement fortement dissymétrique dans les roches proches du contact et est compatible avec un sens de cisaillement vers l'Ouest (cf. 3^{ème} partie).

5.5. Relation métamorphisme - déformation.

Le long du contact "micaschistes éclogitiques"- "gneiss minuti" les associations éclogitiques sont progressivement déstabilisées au profit d'assemblages rétro-morphiques dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". L'observation du gradient de déformation associé au contact à Pontbozet montre les transformations suivantes, du moins déformé au plus déformé:

- Dans l'échantillon le moins déformé (PO 51, Tab.4.4), la déformation associée au contact est déjà assez forte; elle est matérialisée par la création de zones de cisaillement secondaires de fréquence plurimillimétrique, préservant des volumes où la déformation rétro-morphique est plus faible, les transformations associées étant alors essentiellement statiques: le grenat se transforme en chlorite relativement colorée en lumière naturelle et polarisant avec des teintes anormales dans les bleus-violet. Le rutile est entouré d'une couronne de sphène. Les sites de l'amphibole bleue sont encore identifiables, bien que celle-ci soit entièrement pseudomorphosée par de la chlorite et un peu d'albite. Les micas blancs recristallisent, des néograins apparaissant dans les bandes de déformation.

La paragenèse synmétamorphe est formée de Qz + Ab + Ep + Chl + MB + Ap + Sph.

- Dans l'échantillon PO53, la déformation a un caractère beaucoup plus dynamique, et est plus homogène. On observe une augmentation du pourcentage d'albite, avec apparition d'assez gros porphyroblastes. Le site de l'amphibole bleue n'est plus visible. Les grenats éclogitiques sont très fortement chloritisés et disparaissent parfois totalement. Le rutile n'est que rarement présent, presque totalement remplacé par le sphène. La taille des grains de micas a fortement diminuée.

- Dans l'échantillon PO57 situé à proximité du contact avec les "gneiss minuti" la taille de grain est très réduite. aucun site de minéraux éclogitiques n'est observable. On note la présence de petits grenats (0.1-1mm), souvent inclus dans l'albite. La bordure des grenats est légèrement déstabilisée en biotite verte.

La paragenèse synmétamorphe est Qz+Ab+Chl+Ep+Bi+Sph. La déformation est homogène dans cet échantillon.

5.6. Conditions P-T.

Les paragenèses observées appartiennent clairement au faciès schiste vert. En l'absence de données supplémentaires notamment sur la composition chimique des phases, les conditions P-T de la déformation sont relativement difficiles à préciser. Elles sont probablement assez proches de celles observées dans l'unité des "gneiss minuti" (4-6 kbar, 400-450 °C), les assemblages métamorphiques étant semblables.

5.7. Conclusion.

Le contact "micaschistes éclogitiques"- "gneiss minuti" est un contact tectonique. La déformation associée est noncoaxiale et correspond à la mise en place des "micaschistes éclogitiques" sur les "gneiss minuti" selon une direction E-W. Cette déformation est rétro-morphique et se déroule dans les conditions du faciès schiste vert.

ech	qz	ab	MB	ep	bi	chl	gt	amph	cc	sph	ap	op	zr
P076	+	+	+	+	+						+	+	+
P075	+	+	+	+					+	+	+	+	
P074	+	+	+	+	+	+			(+)			+	
P073	+	+	+	+	+						+	+	
P077	+	+	+	+	+				+		+	+	
P057	+	+	+	+	+	+	+				+	+	
P052	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+
P053	+	+	+	+		+						+	
P051	+	+	+	+		+					+		+
VCH18	+	+	+	+		+		+				+	

Tab 4.4. Les associations associées au contact "micaschistes éclogitiques"- "gneiss minuti".

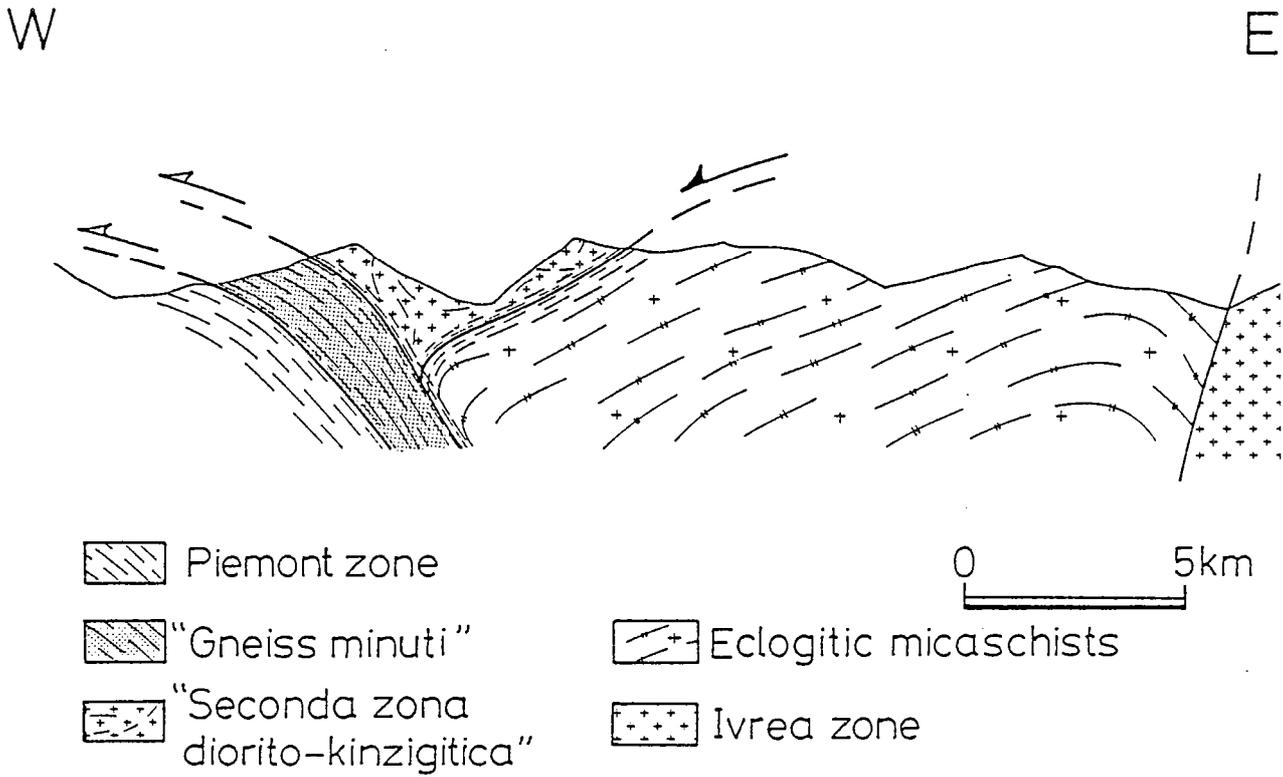


Fig.4.22. Relations générales entre les trois unités composant la zone Sesia-Lanzo.

6. Conclusion (Fig.4.22).

Les contacts entre les trois unités composant la zone Sesia Lanzo sont tous les trois des contacts tectoniques.

- Au contact IIDK-"micaschistes éclogitiques" est associé un gradient de déformation dans des conditions de HP/BT et une mylonitisation des roches de la IIDK. La géométrie et les caractères microstructuraux de cette déformation attestent d'un charriage de la IIDK sur l'unité des "micaschistes éclogitiques" vers le NW, selon une direction N140.

- Des transformations métamorphiques synéclogitiques sont associées au gradient de déformation. Les conditions P-T de la déformation sont estimées à 14 kbar et 500 °C (Lardeaux, 1981). Par référence à l'âge du métamorphisme éclogitique dans l'unité des "micaschistes éclogitiques", cette déformation est probablement éoalpine.

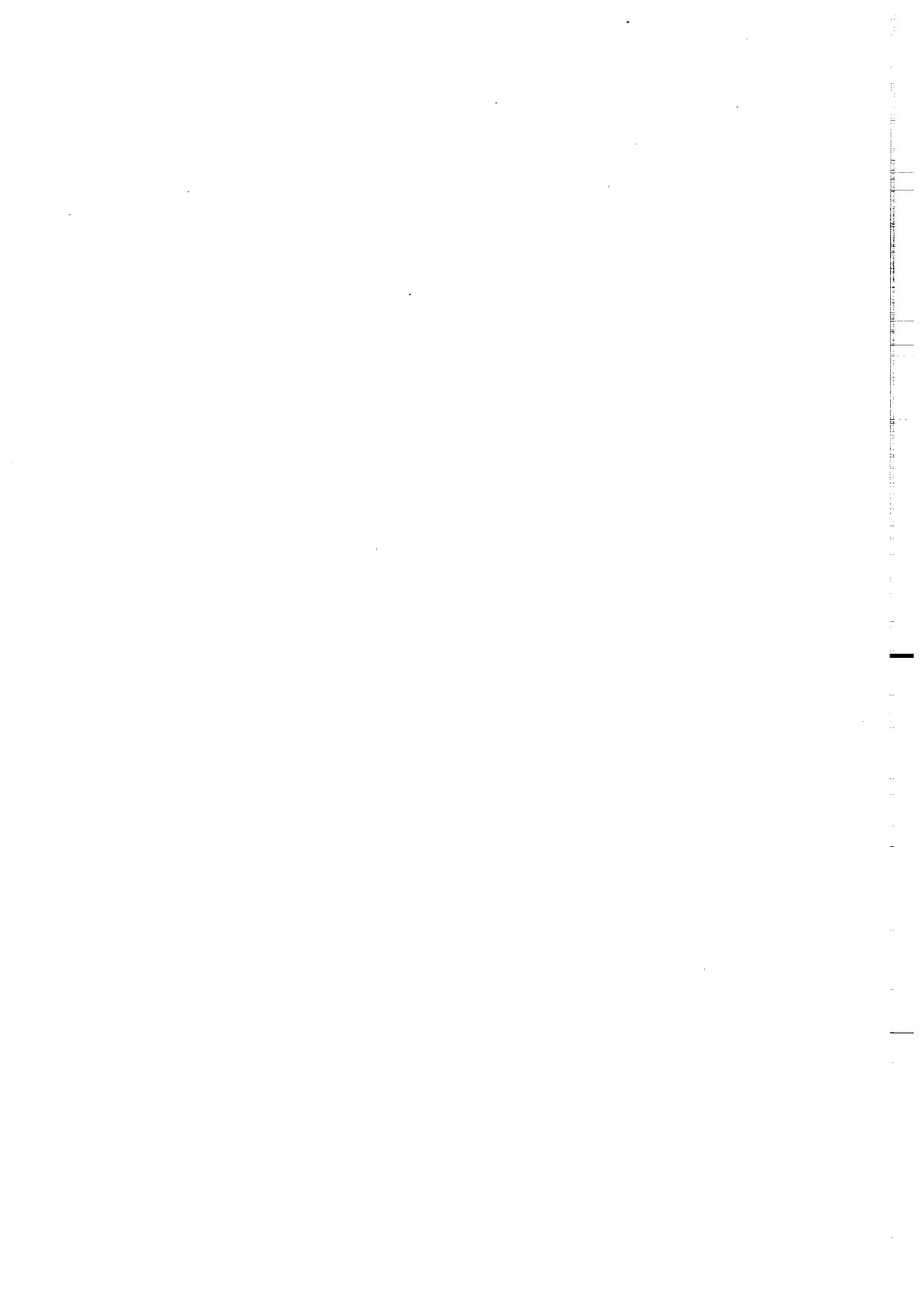
- Les contacts IIDK-"gneiss minuti" et "gneiss minuti"- "micaschistes éclogitiques" ne font qu'un: ces deux contacts sont en continuité géométrique; de plus l'analyse des microstructures associées et des conditions P-T de la déformation sont similaires pour ces contacts. Ce contact unique correspond au charriage de l'édifice IIDK-"micaschistes éclogitiques" sur les "gneiss minuti" selon une direction E-W. Les conditions P-T de la déformation associée au contact sont estimées à environ 4-6 kbar, 400-450 °C. Par référence aux données géochronologiques existantes (Hunziker, 1974), l'âge de la déformation est probablement alpin, i.e. autour de 40 MA.

La construction de la zone Sesia-Lanzo s'est donc effectuée en deux étapes: la première étape est éoalpine et correspond au charriage de la IIDK sur l'unité des "micaschistes éclogitiques". Ce charriage contribue à l'épaississement éoalpin, responsable du métamorphisme éclogitique. La deuxième étape est alpine; l'édifice précédent est redécoupé, l'ensemble IIDK + "micaschistes éclogitiques" est porté sur l'unité plus externe des "gneiss minuti".

Entre les deux événements la chute de pression est d'environ 7 à 10 kbar ce qui correspond à une remontée vers la surface de 20 à 30 km.

Dans les deux cas l'unité basale est toujours fortement déformée de façon homogène lors du charriage de l'unité supérieure, alors que la déformation est toujours hétérogène dans l'unité sommitale.

On peut maintenant s'interroger sur la place de l'unité des "gneiss minuti" dans l'empilement éoalpin. De la réponse à cette question, dépend le mode d'acquisition de la structure actuelle (Fig.4.22). A cet égard, l'étude de la déformation associée aux différents contacts ne nous fournit pas de contrainte directe. Cette question fera l'objet d'une partie de la discussion (chapitre V) où nous prendrons en compte l'ensemble des données existantes sur les unités austroalpines des Alpes occidentales.



III DEFORMATION ET DEPLACEMENT

1. Introduction

Nous venons de définir la nature et l'ordre de l'épaississement dans la zone Sesia-Lanzo. Nous allons maintenant voir à quels moments les unités se déforment et qu'elles sont les directions de déplacement des unités au cours de ces déformations. Nous nous intéresserons particulièrement à l'histoire des déplacements au cours de l'événement éoalpin et intégrerons pour cela l'ensemble des données disponibles dans la partie interne des Alpes occidentales.

2. Les déformations éoalpines

Nous avons vu précédemment que l'événement éoalpin correspondait à un premier empilement. Au cours de cet événement, les unités internes des Alpes occidentales subissent un métamorphisme éclogitique. Nous allons examiner quels sont les caractères des déformations synchrones de cet événement. Nous nous intéresserons en particulier à l'orientation des axes principaux des déformations et à leur variation au cours du temps.

2.1. La zone Sesia-Lanzo

Dans cette unité, les linéations d'étirement de la déformation éclogitique ont une direction qui varie entre N140 et N170. L'orientation des linéations d'étirement fini de la déformation éclogitique a été relevée dans la région du Val d'Aoste, dans la région du Mt Mucrone (Hy, 1984) et le long du contact IIDK

- "micaschistes éclogitiques". L'analyse des microstructures associées à ce contact montre que la déformation éclogitique est synchrone du charriage de la IIDK sur les "micaschistes éclogitiques".

Une question qui doit être posée est celle de la présence d'une rotation post-éclogitique de la partie interne des "micaschistes éclogitiques". On sait en effet que cette partie des "micaschistes éclogitiques" a subi une rotation postérieurement à l'intrusion des dykes oligocènes (Lanza, 1977 et 1979; Schmid et al., 1988): des travaux portant sur le paléomagnétisme des dykes oligocène (Lanza, 1979), de la couverture andésitique de la zone Sesia-Lanzo (Lanza, 1979), et du pluton de Traversella, montrent que la partie interne de la zone Sesia-Lanzo a subi une rotation d'environ 60° suivant un axe horizontal orienté N20, dans un sens horaire en regardant vers le Nord (Fig.4.23). Cette rotation post-oligocène est également appuyée par l'étude de la géométrie de l'auréole de métamorphisme autour du pluton de Biella et par la cartographie de répartition des silicates d'alumine dans cette auréole (Fornasiero et al., 1984).

L'effet de cette rotation peut être retiré (Fig.4.24). On s'aperçoit qu'elle n'a que peu d'effet sur la direction moyenne des linéations d'étirement. Une telle rotation pose cependant un problème important: les foliations portant les linéations d'étirement synéclogitiques sont dans l'ensemble proches de l'horizontale (Fig.4.25). Le contact IIDK - "micaschistes éclogitiques" est lui même faiblement penté vers le Nord-Ouest. Le métamorphisme et la déformation éclogitiques ayant lieu dans un contexte de subduction/collision, avec un plan de subduction à pendage Sud-Est (Dal Piaz et al., 1972), on s'attend donc à des schistosités éclogitiques possédant initialement un très faible pendage. La géométrie actuelle du contact IIDK - "micaschistes éclogitiques" suggère donc plutôt une rotation antihoraire. Si l'hypothèse d'une rotation post-oligocène effectuée par Lanza (1977, 1979) doit être retenue, elle implique une rotation antéoligocène importante, au moins égale à la rotation post-oligocène.

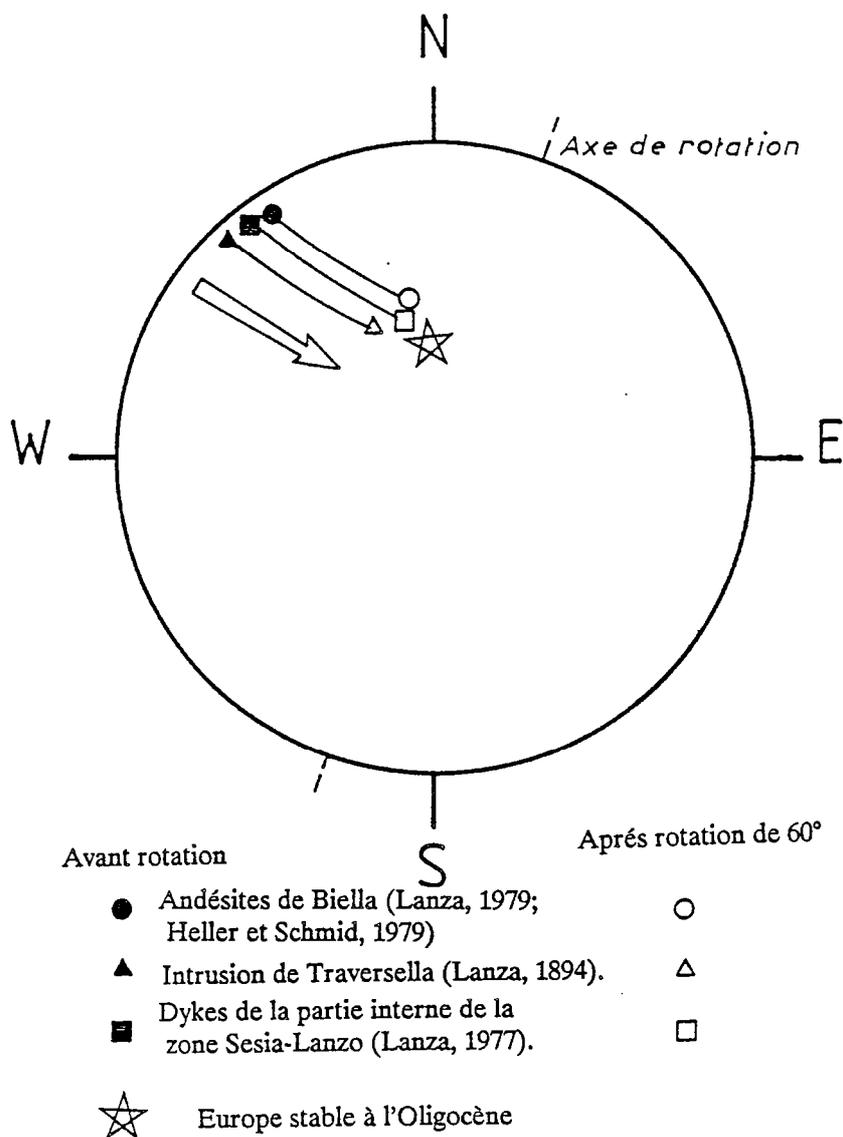


Fig.4.23. Données paléomagnétiques dans la partie interne de la zone Sesia-Lanzo.(Diagramme de Wulff, projection sur l'hémisphère inférieur). D'après Schmid et al.(1988).

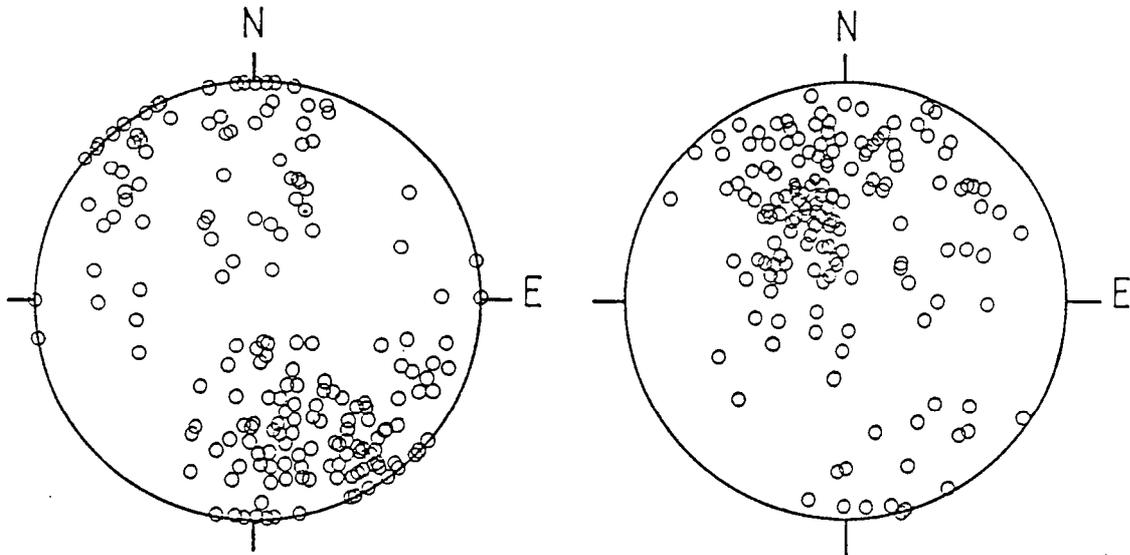


Fig.4.24. Orientation des linéations d'étirement éclogitiques dans l'unité des micaschistes éclogitiques" (Diagramme de Wulff, projection sur l'hémisphère inférieur). (a) Données brutes; (b) données corrigées.

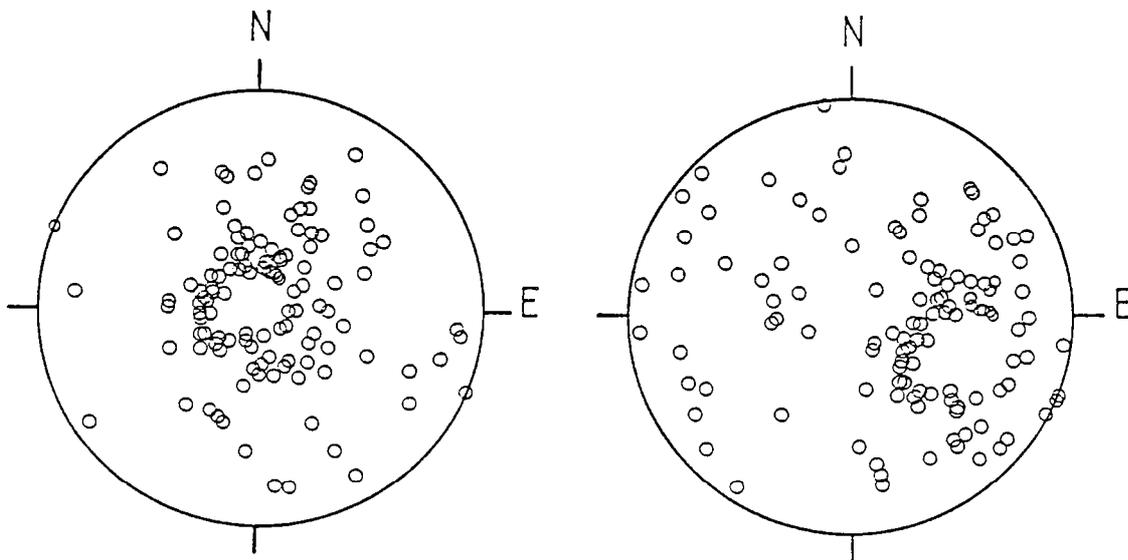


Fig.4.25. Orientation des pôles de plans de foliation éclogitiques dans l'unité des micaschistes éclogitiques" (Diagramme de Wulff, projection sur l'hémisphère inférieur). (a) Données brutes; (b) données corrigées.

Aucune donnée ne nous permet de contraindre rigoureusement cette rotation; seules les données de paléomagnétisme pourraient éventuellement nous informer. Les plus intéressantes sont celles concernant les mouvements de la plaque apuloadriatique (Tapponnier, 1977; Frisch, 1979; Lliboutry, 1982; Van der Voo et Chanell, 1980) qui sont incertaines pour l'intervalle de temps qui nous intéresse. De plus, une partie de l'empilement étant déjà réalisée, la zone Sesia-Lanzo n'était plus solidaire de la plaque apuloadriatique. En conséquence, il n'est pas possible d'estimer les rotations de l'unité des "micaschistes éclogitiques" postérieurement à la déformation éclogitique et antérieurement à la mise en place des filons à l'oligocène.

En l'absence de contrainte supplémentaire, on peut supposer que cette rotation est minimale, et donc que la rotation antéoligocène est la rotation inverse de la rotation post-oligocène (rotation enregistrée par les dykes). Dans ce cas, les directions de linéation mesurées correspondront aux directions éclogitiques.

2.2. L'unité de Zermatt

Dans la zone de Zermatt, la direction des linéations éclogitiques est connue (du sud vers le nord) (i) dans la région du Mt Viso, (ii) au nord du Grand Paradis, et (iii) dans le Valtournanche.

- Les unités océaniques affleurant dans la région du Mont Viso sont déformées en conditions éclogitiques. La cartographie des trajectoires de linéations d'étirement associées à cette déformation a été effectuée par Phillipot et Caby (1986) sur un secteur restreint. D'importantes virgations d'échelle métrique à kilométrique sont constatées. Elles peuvent être provoquées par les déformations post-éclogitiques. Une direction initialement N-S est envisagée.

- Dans les unités océaniques bordant le massif du Grand Paradis, Choukroune et al. (1986) ont observés des linéations d'étirement éclogitique dans des boudins d'éclogite affleurant au sein d'une matrice fortement déformée en conditions rétrogrades. Le grand axe des boudins est parallèle à la linéation d'étirement développée dans l'encaissant. Cette observation suggère une rotation des boudins de 90° au cours de la déformation rétro-morphique. L'orientation initiale de la linéation d'étirement serait alors N140 (Choukroune et al, 1986).

- Dans le Valtournanche, sur un secteur limité de l'unité de Zermatt (4 km²), Le Goff (1986a et 1986b) relève une linéation d'étirement éclogitique bien réglée autour d'une direction E-W. Dans cette région les déformations post-éclogitiques sont très faibles dans l'unité de Zermatt.

2.3. Le massif du Grand Paradis

Dans le massif du Grand Paradis, une étude récente (Le Goff et Ballèvre, 1988) montre que la déformation visible dans l'ensemble du massif est de HP/BT (>11 kbar, 500-550 °C). Cette déformation est probablement éoalpine et fait immédiatement suite à la déformation éclogitique (Le Goff et Ballèvre, 1988). Elle est caractérisée par une linéation d'étirement orientée E-W et un sens de cisaillement vers l'ouest (Carpena et Mailhé, 1984; Ballèvre, 1986).

2.4. Discussion

Les observations précédentes montrent que les linéations d'étirement peuvent être placées dans deux groupes d'orientation distinct (E-W et N140-170). Les linéations orientées N140-170 sont observables, en zone Sesia-Lanzo (IIDK et "micaschistes éclogitiques") et dans l'unité de Zermatt (Viso et région du Grand Paradis). Les linéations orientées E-W sont visibles au nord de l'unité de Zermatt (Valtournanche) et dans le massif du Grand Paradis. Plusieurs modèles peuvent concilier ces données:

(1) Les linéations orientées N170-N140 ont subi une forte rotation postéolpaine. La direction N170-N140 ne représente pas l'orientation initiale des linéations. Dans ce cas, seules les linéations orientées dans la direction E-W seraient significatives. On pourra faire deux objections: (i) les linéations orientées E-W n'ont pas vraiment de raison d'être plus fiables, (ii) pourquoi les linéations d'étirement ne sont-elles pas plus dispersées dans ce cas?

(2) Les linéations relevées dans la région du M^t Viso et dans la zone de Zermatt au Nord du Grand Paradis ne sont pas significatives.

En raison de l'intensité de la déformation dans les unités internes des Alpes occidentales, les linéations d'étirement représentent probablement la direction de déplacement des unités. Les déplacements se feront donc vers le Nord pour les "micaschistes éclogitiques" et la IIDK, vers l'ouest pour le Grand Paradis et la zone de Zermatt.

Cette différence de direction peut provenir d'un léger diachronisme de la déformation éolpaine dans ces deux groupes d'unités. Si on admet que la propagation de l'épaississement se fait par *understacking* (Davy et Gillet, 1986; Gillet et al., 1986), les "micaschistes éclogitiques" et la IIDK seront éclogitisées légèrement plus tôt que la zone de Zermatt et les massifs cristallins internes.

Lors de l'évènement éolpin, le déplacement des unités se ferait donc d'abord du SSE vers le NNW puis de l'Est vers l'ouest.

(3) La troisième hypothèse est très proche de la précédente. La différence de départ est que les directions d'étirement relevées dans la région du Mt Viso et au Nord du Grand Paradis sont supposées significatives.

Les directions de déplacement des unités est NNW au début de l'évènement éolpin. Aussi, le sud de l'unité de Zermatt est éclogitisé plus tôt que le nord, alors que la direction de déplacement des unités est encore NNW. La direction de déplacement change ensuite et devient E-W. Le nord de l'unité de Zermatt est alors éclogitisé alors que le sud de l'unité et le massif du Grand Paradis sont déformés en conditions rétrogrades.

3. Les déformations "alpines"

Sous ce terme nous regrouperons toutes les déformations nettement postérieures à l'évènement éolpin. Dans les unités internes des Alpes occidentales, ces déformations se déroulent en conditions rétomorphiques. Le problème majeur concernant ces déformations est qu'il est généralement difficile de connaître leur âge. Ainsi, au sud du Val d'Aoste, l'unité de Zermatt présente une forte déformation dans les conditions de l'albite épидote amphibolite faciès. L'âge de cette déformation est inconnu. Certains auteurs lui ont attribué un âge "alpin" (Choukroune et al., 1986; Ballèvre, 1986). Néanmoins, les récents travaux de Le Goff et Ballèvre (1988) sur l'unité du Grand Paradis rendent improbable cette hypothèse (voir ci dessus). Les caractères de la déformation ne semblent en effet pas différents dans le Grand Paradis et dans l'unité de Zermatt. Si on retient un âge éolpin pour la déformation dans le Grand Paradis, alors la déformation de l'unité de Zermatt est probablement éolpaine.

Dans la partie interne des Alpes occidentales, à l'exception des rétrocharriages, les déformations "alpines" sont essentiellement localisées sur la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo (Gneiss minuti et zone du Combin) et dans les unités du Combin et d'Arolla (nappe de la Dent Blanche).

- Dans les "gneiss minuti", la déformation est caractérisée par une linéation orientée E-W. La déformation est non coaxiale, le sens de cisaillement étant de l'est vers l'ouest (Cf. infra). Cette déformation est contemporaine de la mise en place de l'ensemble IIDK + "micaschistes éclogitiques" sur les "gneiss minuti".

- Dans la "nappe de la Dent Blanche" et dans l'unité du Combin, les linéations d'étirement ont une direction N140-N170 (Bird et Dewey, 1986; Le Goff et al., 1986). Les linéations d'étirement sont associées à des critères de sens de cisaillement vers le NW. La direction des linéation d'étirement contraste assez fortement avec la direction des linéations observées dans les "gneiss minuti". Cette observation pose le problème de la signification cinématique de la déformation dans la zone du Combin et l'unité d'Arolla. Le Goff (1986) et Le Goff et al. (1986) ont en effet proposé une mise en place du Combin sur l'unité de Zermatt postérieure à la déformation interne de l'unité du Combin. Dès lors, il est difficile de savoir à quel type de superposition se rapporte la déformation de l'unité du Combin. L'interprétation des directions de linéation d'étirement dans l'unité du Combin et la nappe de la Dent-Blanche nécessiterait une étude structurale détaillée de ces unités.

4. Conclusion

Les linéations d'étirements des déformations éoalpines peuvent être séparées en deux groupes d'orientation distincte.

(i) - Dans la zone de Sesia-Lanzo et probablement le sud de l'unité de Zermatt (régions du Viso et du Grand Paradis), la linéation d'étirement a une direction N140-170.

(ii) - Dans l'unité de Zermatt au nord du Val d'Aoste (Valtournanche), et dans le massif du Grand Paradis, la linéation d'étirement a une direction E-W.

Si on admet que ces deux groupes de directions sont également significatifs, cette observation est compatible avec une rotation antihoraire (de N-S à E-W) de la direction de charriage des nappes au cours de l'évènement éoalpin.

Dans la partie interne des Alpes occidentales, les linéations d'étirement des déformations tardives ("alpines") sont localisées sur la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo (zone du Combin et "gneiss minuti") et à la base de la nappe de la Dent Blanche (série d'Arolla, zone du Combin).

- Dans l'unité des "gneiss minuti", l'étude de la déformation montre que celle ci est contemporaine du charriage de l'ensemble IIDK + "micaschistes éclogitiques" sur les "gneiss minuti". Ce chevauchement s'effectue de l'est vers l'ouest.

- L'interprétation cinématique de la déformation visible à la base de la nappe de la Dent Blanche est délicate. De quelle superposition est elle contemporaine? La réponse à cette question passe par une étude structurale détaillée des unités concernées.

IV CONCLUSION

La structure finie observable dans la zone Sesia-Lanzo est le résultat de deux épisodes de superposition.

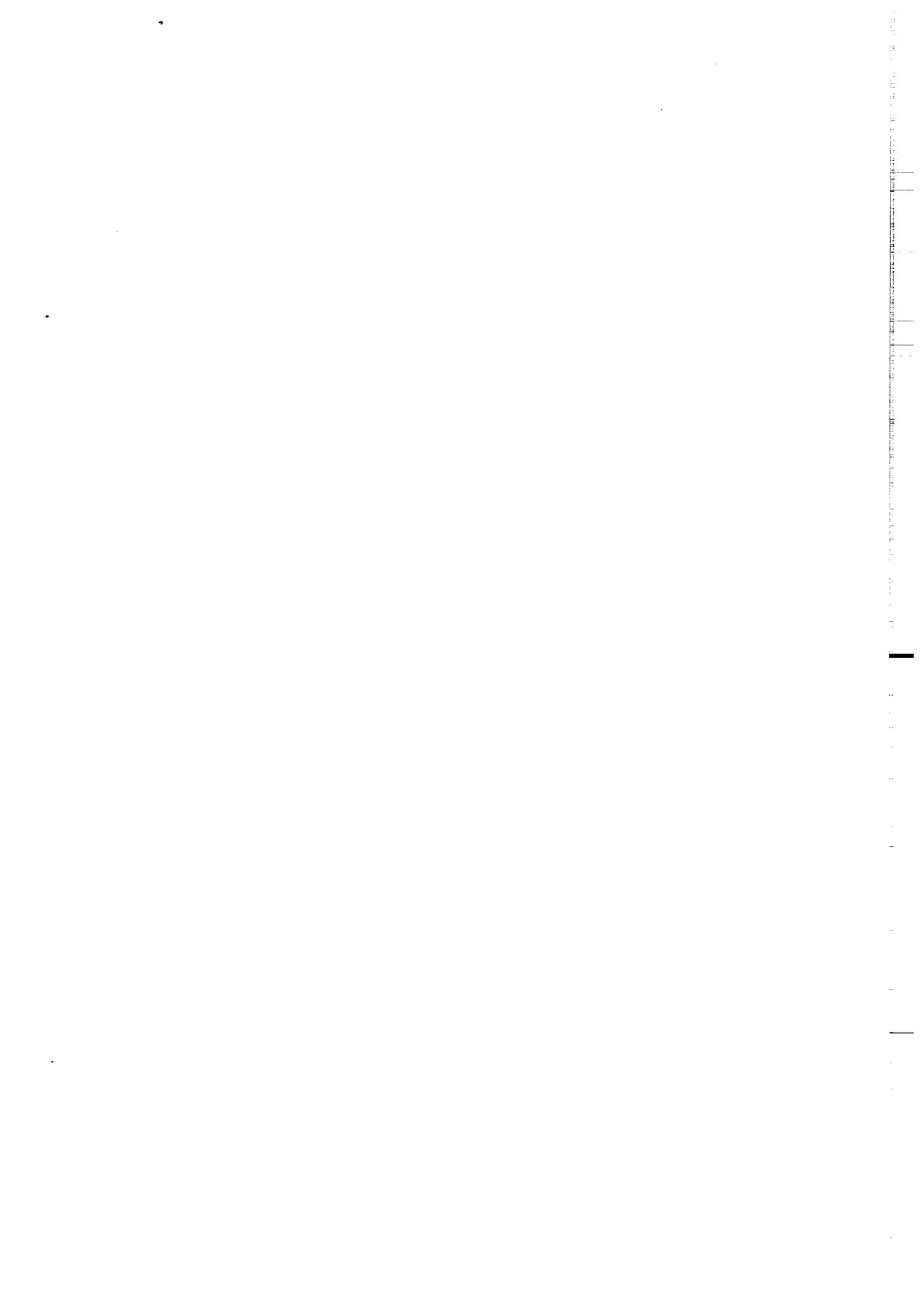
- La première superposition (éoalpine) est du haut vers le bas, unités austroalpines ("gneiss minuti", Combin, IIDK, "micaschistes éclogitiques"), unité océanique (zone de Zermatt) et unité européenne (massif cristallins internes).

- La deuxième superposition a probablement un âge "alpin". La zone du Combin et les "gneiss minuti" sont charriés sur l'édifice précédent. Cet édifice est ensuite redécoupé, l'ensemble "micaschistes éclogitiques" + IIDK étant porté sur zone du Combin et "gneiss minuti".

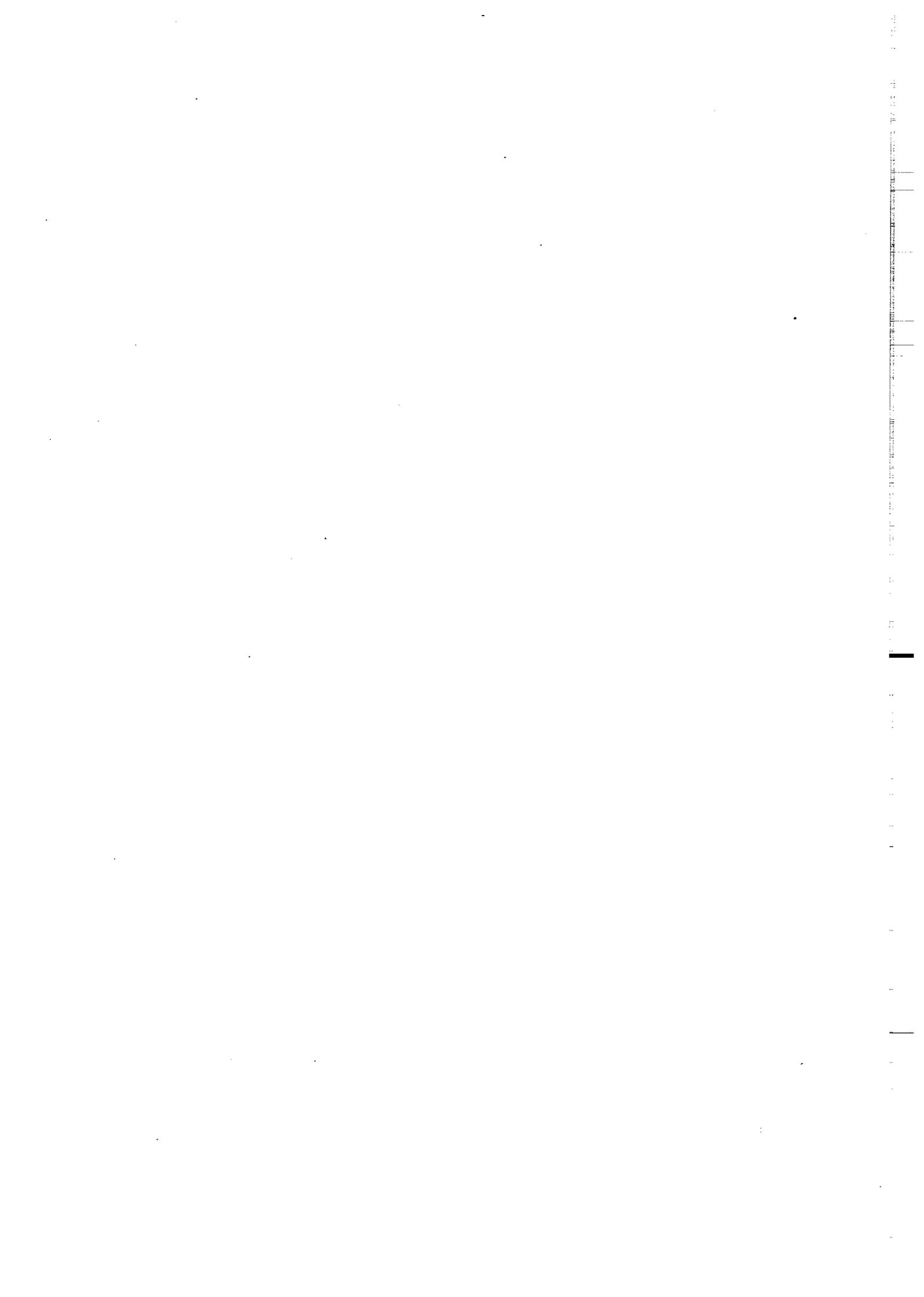
La structure de la zone Sesia-Lanzo résulte de la combinaison de ces épisodes.

- L'étude des déformations dans les unités internes des Alpes occidentales montre qu'une rotation antihoraire de la direction de charriage des nappes au cours de l'évènement éoalpin est vraisemblable. Au début de cet épisode, le déplacement des nappes s'effectuait probablement du sud vers le nord, selon une direction N170-N140. La déformation est essentiellement localisée dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". Elle est associée à la mise en place de la IIDK sur les "micaschistes éclogitiques". La direction de charriage change ensuite, celui-ci s'effectuant de l'est vers l'ouest. Les unités de Zermatt et du Grand Paradis sont alors fortement déformées.

- Lors de l'évènement "alpin", la déformation dans la partie interne des Alpes occidentales est essentiellement localisée (i) sur la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo et (ii) à la base de la nappe de la Dent Blanche. Sur la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo, la déformation est associée au charriage de l'ensemble "micaschistes éclogitiques" + IIDK sur les "gneiss minuti", de l'est vers l'ouest. A la base de la nappe de la Dent Blanche, la déformation est caractérisée par des linéations d'étirement fini orientées N160. Leur signification cinématique est problématique. Leur interprétation nécessiterait une étude structurale détaillée des unités concernées.



**DISCUSSION-CONCLUSION:
UNITES AUSTRALPINES ET COLLISION CONTINENTALE
DANS LES ALPES OCCIDENTALES**

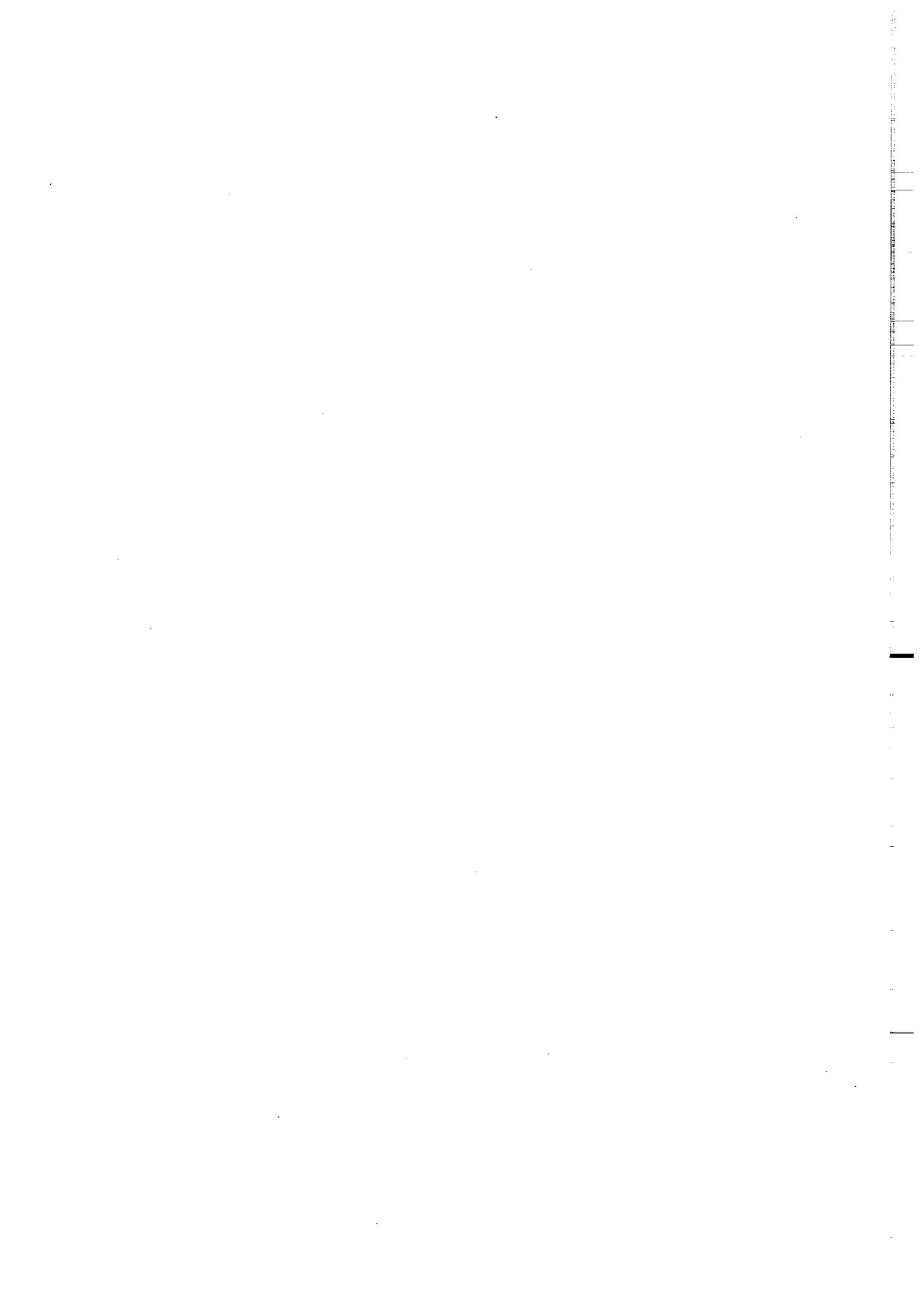


DISCUSSION-CONCLUSION:
UNITES AUSTRALPINE ET COLLISION CONTINENTALE DANS LES ALPES OCCIDENTALES

I INTRODUCTION

Les données recueillies apportent un certain nombre de contraintes sur les modèles possibles d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Ces contraintes sont de deux types:

- Des contraintes d'ordre géométrique sont apportées par l'étude des relations entre les unités majeurs de la zone Sesia-Lanzo. Elles concernent la nature et l'ordre de l'épaississement dans les Alpes occidentales.
- L'étude des déformations ("champs de déformation") dans la zone Sesia-Lanzo nous fournit des contraintes d'ordre cinématique. Elles sont susceptibles de nous renseigner sur la cinématique des plaques lors de la collision.



II UNITES AUSTRO-ALPINES ET EPAISSISSEMENT DANS LES ALPES OCCIDENTALES

1. Introduction

L'histoire de la formation de l'arc alpin a de tous temps été un pôle d'attraction pour les géologues, que ce soit au début du siècle (Lugeon, 1901; Argand, 1904) ou à l'époque actuelle (Malavielle et al., 1984; Platt et Lister, 1985; Butler et al., 1986; Choukroune et al., 1986; Gillet et al., 1986; Ricou et Siddans, 1986). Parmi les modèles les plus récents, celui proposé par Gillet et al. (1986) présente l'avantage d'être compatible avec l'histoire de l'épaississement telle qu'elle peut être déduite des chemins P-T-t des unités. Il est toutefois en contradiction avec le détail des superpositions observables dans le Val d'Aoste (Ballèvre et al., 1986) ainsi qu'avec certaines données récentes. Il nous servira de base pour la construction d'un nouveau modèle qui s'appuiera particulièrement sur l'évolution tectonométamorphique des unités austroalpines.

2. Les données utilisées

2.1. Introduction

Les données sont les mêmes que celles utilisées par Gillet et al (1986), auxquelles s'ajoutent, les données portant sur la chronologie des superpositions préalablement discutée dans les chapitres I et IV, et les données récentes apportées par le profil E.C.O.R.S. (Bayer et al., 1987). De plus, la paléogéographie des deux marges et de l'océan avant le début de la création de la chaîne et l'évolution de la sédimentation sur ces deux marges seront préalablement discutés.

2.2. L'état avant la collision

2.2.1. La marge européenne

Avant la collision, la géométrie de la marge européenne est relativement bien connue (Fig.5.1; Lemoine, 1984, 1985; Lemoine et al., 1986). La marge européenne est une marge passive fortement amincie. Les unités européennes représentent d'anciens blocs basculés, repris lors de la collision (De Graziansky et al., 1979; Barfety et Gidon, 1982; Gidon, 1983). La géométrie initiale de ces blocs peut être reconstituée (Lemoine, 1985). Ils ont une orientation NE - SW (direction cevenole).

L'amincissement de la marge européenne a une extension géographique considérable, toutes les unités européennes impliquées dans la collision faisant partie de cette marge.

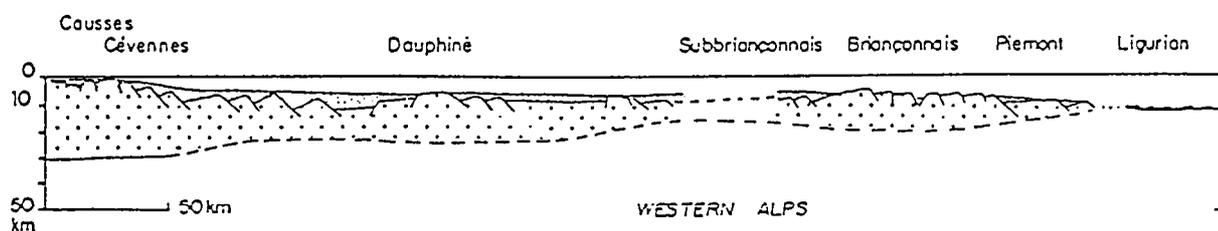
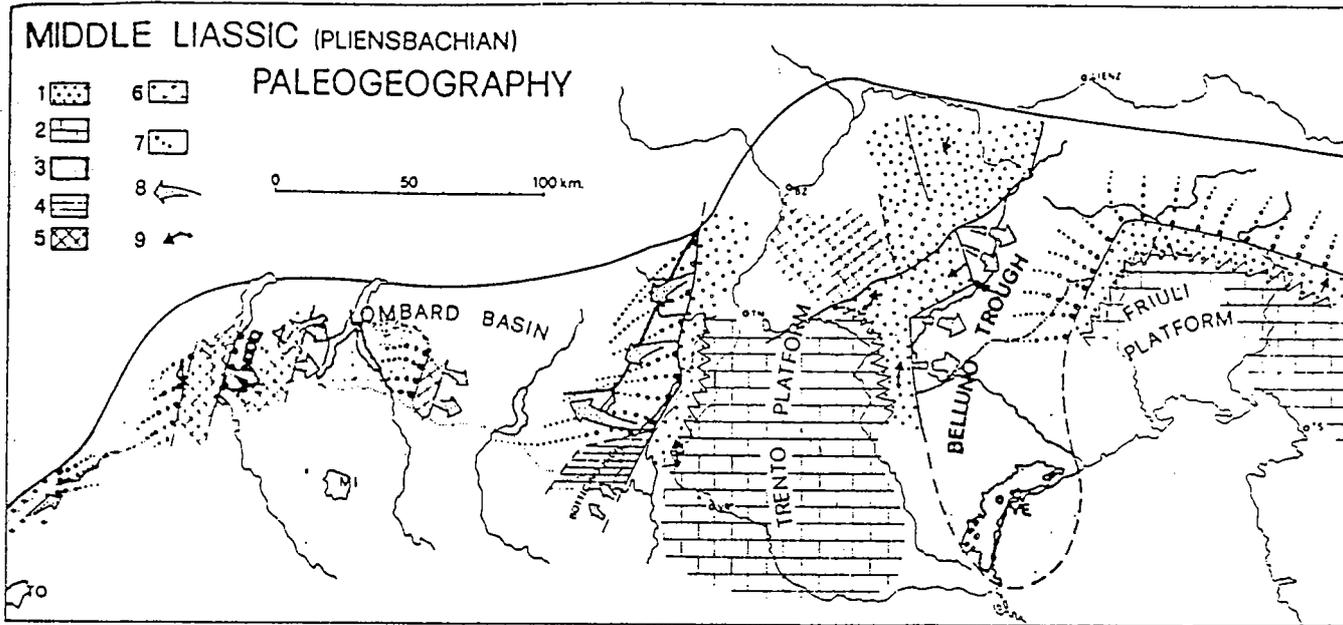


Fig.5.1. La marge européenne au Jurassique supérieur d'après Lemoine et al. (1986).



—Paleogeography of southern Alps during middle Liassic (Pliensbachian) time was fringed by oolitic shoals protecting interior lagoonal region. Bioclastic and oolitic debris spilled north and west into the Belluno trough, which probably terminated on the south. Coarse debris was also dumped into trough from steep, faulted margin of Trento platform, which was like Friuli platform in having oolitic rim and interior lagoon, where *Lithiotis* thrived. On the south (under present Po Valley), platform was probably exposed subaerially (AGIP Mineraria, 1959). Steep Garda escarpment produced by Liassic normal faulting separated Trento platform from Lombard basin, where bioclastic turbidites and submarine slide debris from Garda escarpment accumulated in water depths estimated at about 1,000 m. Lombard basin was subdivided into smaller basins (Sebino trough on east, Monte Generoso trough on west) characterized by thick calcareous-siliceous (sponge spicule) turbidite sequences; and "highs" (Botticino high, Monte Cavallo ridge in center of basin). In western part of Monte Generoso trough, thickness of Liassic redeposited calcarenites and spongolithmic limestones is about 3 km. On west, Lombard basin was bounded by Lugano (or Arbostora) swell, which was succeeded westward by two more basins (Monte Nudo trough, Biellese zone) separated by ridge (Gozzano swell). Finally, in area north of Turin was high area, Canavese ridge, exposing granitic rocks present as clasts in Liassic. This high later rifted to form Ligurian oceanic trough. Legend: (1) oolitic limestone; (2) platform (lagoonal) limestone; (3) basinal siliceous limestone; (4) marly limestone on drowned part of platform; (5) areas (both subaerial and submarine) being denuded; (6) granitic rocks; (7) turbidity currents and debris flows; (8) mass movements (slide breccias, slumped beds, etc); (9) paleocurrent directions in cross-stratified oolitic and crinoidal grainstones. Cities shown on this and other paleogeographic maps (Figs. 11, 14, 22) are: TO, Turin; MI, Milan; VR, Verona; TR, Trento; BZ, Bolzano; BL, Belluno; VE, Venice; TS, Trieste.

Fig.5.2. Reconstitution palynspathique de la marge sudalpine au Lias moyen d'après Winterer et Bosselini (1981).

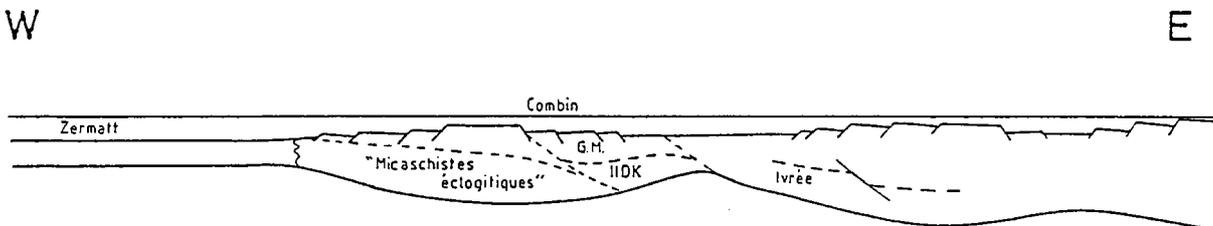


Fig.5.3. La marge sudalpine au Jurassique supérieur. (GM) "gneiss minuti"; (LP) ligne du Pogallo (d'après Schmid et al., 1987). (ME) "micaschistes éclogitiques".

2.2.2. La marge apulienne

Les travaux portant sur la géométrie de la marge apulienne sont moins nombreux. Aubouin (1963a et b) Aubouin et al. (1970), Castellarin (1970), Geysant (1980) et Winterer et Bosselini (1981), montrent que la croûte sud-alpine avant l'orogénèse alpine était marquée par une succession de zones fortement distendues (sillons) et de zones plus hautes (rides). Des failles normales synsédimentaires sont identifiables aux limites de ces domaines (Castellarin, 1970).

La direction de ces rides et sillons (horst et graben) est NE -SW (direction cevenole). Cette orientation, semblable à celle observée sur la marge européenne, doit être soulignée. Le sillon le plus occidentale décrit est le sillon lombard, qui s'étend du Lac Majeur au Lac de Garde (Fig.5.2) (Aubouin et al., 1970).

- Dans la zone d'Ivrée, les travaux de Handy (1985), Schmid et al. (1987) et Brodie et Rutter (1987) confirment cette distention de la croûte austroalpine. La zone d'Ivrée est fortement amincie avant la collision alpine. L'épaisseur de la croûte est, à cet endroit, au maximum de 15 km (Schmid et al., 1987).

- Plus à l'Ouest, les sédiments de la zone du Canavese ont une affinité lombarde (Elter et al., 1966; Aubouin et al., 1977). La situation paléogéographique de la zone du Canavese est problématique. Pour des raisons géométriques, elle est nécessairement située entre la zone d'Ivrée et la zone Sesia-Lanzo. D'après ses caractères sédimentaires, elle doit être placée dans une partie amincie de la marge sud-alpine. Dans la reconstitution proposée, nous l'avons donc située au dessus de la zone d'Ivrée, en accord avec Schmid et al; (1987) (Fig.5.3).

-Les unités apuliennes plus occidentales sont fortement impliquées dans la collision alpine; aussi leur situation paléogéographique avant la collision est plus délicate à définir. Elles doivent être situées au Nord-Ouest de la zone d'Ivrée. Ces unités sont les "micaschistes éclogitiques", la IIDK, les "gneiss minuti". L'unité du Combin a probablement aussi une origine austroalpine (Caby, 1981; Ballèvre et al., 1986; Le Goff, 1986). Pour des raisons géométriques, si on admet que la superposition éoalpine est IIDK sur "micaschistes éclogitiques" sur zone de Zermatt, alors les "gneiss minuti" et l'unité du Combin sont nécessairement plus internes que la IIDK et les "micaschistes éclogitiques". Les "gneiss minuti" et la zone du Combin sont des unités plus superficielles que la IIDK et les "micaschistes éclogitiques".

Ces unités ont été placées en fonction de leur position dans la croûte apulienne. On a également supposé que la géométrie en horst et graben observée à l'est de la zone d'Ivrée se poursuit à l'ouest.

2.2.3. L'océan "liguro-piémontais"

La géométrie exacte de l'océan qui séparait la marge européenne de la marge apulo-adriatique n'est pas connue avec certitude; le bloc apulo-adriatique était-il indépendant du bloc africain? Des travaux récents (Lemoine, 1984 et 1985; Lemoine et al., 1986) montrent que la géométrie de la Téthys ligure est celle d'un océan limité au Nord, par la zone transformante Nord pennique et au Sud par la zone transformante Gibraltar-Sicile (Fig.5.4). Son extension maximale est incertaine. Pour Lemoine (1985), la largeur du domaine à croûte océanique serait de l'ordre de 300 à 600 km au Jurassique supérieur.

Le début de la convergence entre les blocs européen et apulo-adriatique est marquée par la création d'une zone de subduction à vergence probablement Sud Est (Dal Piaz et al., 1972).

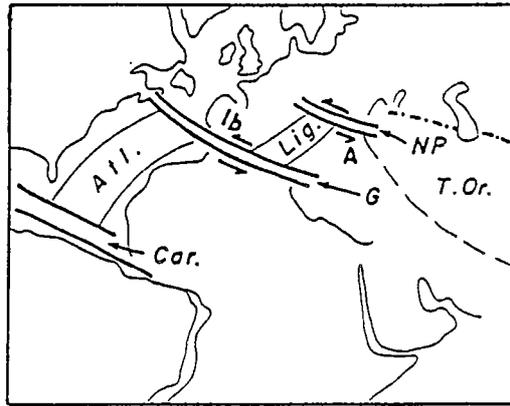


FIG. 1. — Esquisse très simplifiée de la Téthys au Jurassique supérieur (140 Ma).

Segments en expansion : Atl., Atlantique Central. Lig., Téthys ligure. Segments correspondant à des zones transformantes : Car., Téthys caraïbe. G, zone transformante Gibraltar-Sicile. NP, zone transformante Nord-Pennique. Ib, Ibérie, A, bloc Apulo-Adriatique. T. or., Téthys orientale.

Fig.5.4. Reconstitution palynopathique de l'océan ligure d'après Lemoine (1985).

2.2.4. Conclusion

Les marges sud-alpine et européenne sont toutes deux fortement amincies. Elles sont séparées par un océan dont l'extension est probablement faible. Cet océan est limité au Sud et au Nord par deux zones transformantes.

2.3. Evolution de la sédimentation sur les marges européenne et sud-alpine avant et au cours de la collision

2.3.1. Introduction

L'évolution de la sédimentation sur les marges continentales de l'océan liguro-piémontais permet d'avoir accès à l'histoire de la distension. En outre, l'âge des couvertures sédimentaires apporte une contrainte d'ordre chronologique sur les modèles d'épaississement possibles pour les Alpes occidentales. Aussi, nous rappellerons brièvement les caractères principaux de l'évolution sédimentaires des deux marges.

2.3.2. La marge européenne

L'étude de l'évolution de la sédimentation sur la marge continentale européenne avant et au cours de l'orogénèse alpine a fait l'objet de nombreux travaux (Lemoine, 1984; Lemoine et al., 1986 avec références). Aussi seule les caractères principaux concernant l'évolution de la sédimentation de la fin du Jurassique au début du Tertiaire dans les domaines les plus internes (Briançonnais, piémontais et liguro-piémontais) seront brièvement rappelés. L'essentiel des données est tiré des travaux de synthèse de Lemoine (1984) et Lemoine et al; (1986).

Les premiers dépôts à substratum océanique sont datés de la fin du Jurassique moyen voir du début du Jurassique supérieur (Callovien - Oxfordien, 160 M.a.). Ces sédiments sont des radiolarites, que l'on retrouve également sur la marge sud-alpine (voir ci dessous). Sur la marge européenne, la sédimentation est pélagique à hémipélagique, à la fin du Jurassique.

Au Crétacé inférieur, la sédimentation essentiellement pélagique se poursuit. Elle est marquée à l'Aptien-Albien par le dépôt de "black shales" (Lagabrielle, 1987, avec références). Dans ces "black shales", des brèches et olistholithes de matériel à affinités ophiolithiques sont visibles (Debelmas et Kerkhove, 1980).

La sédimentation des premiers flyschs débute à l'Albien (flysch des Préalpes, de l'Embrunais - Ubaye et des Alpes Maritimes). Bien que l'origine exacte de ces flyschs soit inconnue, leur origine interne ne fait aucun doute. Dans certains d'eux, la présence de matériel à affinité océanique et austroalpine a été démontrée (Elter et al., 1966). La sédimentation des flyschs se poursuit dans les domaines les plus internes jusqu'à la fin du Crétacé, où toute sédimentation semble cesser dans ces domaines.

A partir de l'Eocène, les flyschs se déposent dans les domaines légèrement plus externes (Briançonnais). Dans ces domaines, la sédimentation s'arrête au cours du Priabonien (), période marquée par l'arrivée d'olistostrome puis de nappe de flyschs interne (nappe de l'Autapie).

L'oligocène est caractérisé par le dépôt des premières molasses à l'extérieur de la chaîne. Ces dépôts molassiques deviennent particulièrement importants au cours du Néogène.

2.3.3. La marge apulienne

L'évolution de la sédimentation de la partie de la marge sud-alpine la plus proche de l'océan est difficile à reconstituer, celle-ci étant en grande partie érodée ou fortement tectonisée lors de l'orogénèse alpine (couvertures austro-alpines). Néanmoins, quelques points importants apparaissent.

- Dans la zone du Combin, certains niveaux ont été attribués au Crétacé supérieur sur la base de microfaunes (globotruncanidés) (Marthaler, 1981 et 1984). Cet âge ne peut être accepté sans discussion. En particulier, Raoult (1985) a montré combien une telle détermination était fragile. Pour être utilisable, elle nécessiterait d'être étayée par d'autres données.

- Dans la zone du Canavese, la sédimentation est enregistrée jusqu'au Barrémien ("argile à Palombini") soit environ 115 M.a..

- Plus au Sud, dans la région du Monferrat, une série détritique grossière (flysch) d'âge probablement Albien à Turonien est visible. Une série conglomératique Oligocène est également observable (Elter et al., 1966).

- A l'Est, la sédimentation méso- et cénozoïque est nettement mieux connue. On s'intéressera ici essentiellement au bassin Lombard, en raison de sa proximité avec les unités sud-alpines impliquées dans l'orogénèse alpine. La sédimentation dans le bassin Lombard est pélagique du Lias au début du Crétacé (Barrémien). On signalera la présence de radiolarites à l'Oxfordien (145 M.a.) (Aubouin, 1963; Winterer et Bosselini, 1981).

A la limite Barrémien - Aptien, la sédimentation change radicalement. Les apports deviennent brusquement terrigènes, la sédimentation prend un caractère de type flysch. Ces apports proviennent du Nord ou du Nord-Ouest du bassin Lombard (Castellarin, 1976), la sédimentation restant néritique à pélagique à l'Est, jusqu'au Crétacé supérieur (Aubouin, 1963). A l'Aptien, alors que se déposent à l'ouest du bassin Lombard les premiers flyschs, à l'Ouest du Sillon sédimentent les "scisti neri" équivalents des "black shales" de même âge de la marge européenne. Dans le bassin Lombard, la sédimentation terrigène se poursuit jusqu'à l'Eocène moyen (43 M.a.). A partir de l'éocène supérieur, le sillon Lombard est émergé.

Le passage d'une sédimentation pélagique à une sédimentation terrigène à la limite Barrémien - Aptien (110 M.a.) marque probablement le début de l'histoire de l'épaississement dans les Alpes occidentales (i.e. l'événement éoalpin) et l'érosion des premiers reliefs créés.

2.3.4. Conclusion

La comparaison de la sédimentation entre les marges européenne et sud-alpine fait apparaître des caractères communs aux deux marges, tels la présence d'une sédimentation pélagique jusqu'à l'Aptien. Cette sédimentation est marquée (i) au Callovo-oxfordien par le dépôt de radiolarites sur les deux marges et la croûte océanique liguro-piémontaise, (ii) à l'Aptien par le dépôt de marnes noires ("black shales" et "scisti neri").

La période Aptien-Albien (110 M.a.) est une période charnière dans l'évolution de la sédimentation des deux marges: c'est l'apparition des premiers flyschs dans les domaines les plus occidentaux sur la marge sud-alpine, les plus orientaux sur la marge européenne. Sur cette marge, ces dépôts sont contemporains de celui des "scisti neri" légèrement plus à l'Est. La sédimentation des flyschs se poursuit aux mêmes endroits jusqu'à la fin du Crétacé.

La limite Albien-Aptien marque probablement le début de la formation de la chaîne (événement éoalpin).

A partir de l'Eocène, la sédimentation des flyschs progresse vers l'extérieur de la paléomarge européenne.

Le Priabonien (40 M.a.) est marqué par l'arrivée d'olistostrome puis de nappe de flyschs sur cette même paléomarge. Enfin, à l'Oligocène et au cours du Néogène, des molasses se déposent dans l'avant pays européen.

2.4. Les superpositions dans la partie interne des alpes occidentales.

2.4.1 Introduction

Nous avons vu précédemment que la zone Sesia-Lanzo résultait d'un empilement en deux étapes: la première étape correspond au charriage de la IIDK sur les "micaschistes éclogitiques". Cet événement, contemporain du métamorphisme éclogitique dans la zone Sesia-Lanzo, est donc éoalpin. La deuxième étape correspond au charriage de l'ensemble IIDK + "micaschistes éclogitiques" sur l'unité des "gneiss minuti". Cette étape est relativement tardive et se déroule dans les conditions du faciès schiste vert. Les questions qui maintenant se posent sont (1) quelle était la position des "gneiss minuti" lors de l'évènement éoalpin? et (2) quelle relation y a t'il entre l'histoire de l'épaississement dans la zone Sesia-Lanzo et l'histoire de l'épaississement plus à l'ouest, au niveau des massifs cristallins internes ?

Ces deux questions sont dépendantes. Elles posent le problème des équivalences entre unités austroalpines (Ballèvre et al., 1986). Elles seront donc traitées ensemble.

Le problème de l'âge des rétrocharriages dans les Alpes occidentales sera ensuite traité.

2.4.2. Les superpositions observables

Deux types d'unités austro-alpines sont observables dans la nappe de la "Dent Blanche".

L'unité inférieure est la nappe de l'Emilius. Elle est constituée des "klippes" austroalpines du Sud du Val d'Aoste (Emilius, Glacier-Raffray, Torre Ponton) et des écailles d'Etirol-Levaz au Nord du Val d'Aoste. Cette unité contient des reliques antéalpines granulitiques. Lors de l'évènement éoalpin, elle est métamorphisée en conditions éclogitiques (Dal Piaz et al., 1983; Kienast, 1983; Vernié et Kienast, 1987). Sa constitution lithologique, ainsi que son évolution métamorphique, fait de la nappe de l'Emilius une unité équivalente aux "micaschistes éclogitiques" de la zone Sesia-Lanzo.

La Nappe de l'Emilius chevauche l'unité de Zermatt qui est elle-même charriée sur les massifs cristallins internes (Grand Paradis et Mont Rose). Cet édifice, relativement précoce, est probablement éoalpin (Ballèvre, 1986).

L'unité supérieure est exclusivement présente au nord du Val d'Aoste. Elle est composée, du haut vers le bas des séries de Valpelline et d'Arolla.

La série de Valpelline est caractérisée par l'abondance de reliques antéalpines granulitiques. La déformation alpine y est faible et hétérogène. Ces caractères rendent la série de Valpelline très proche de la IIDK et de la zone d'Ivrée (Dal Piaz et al., 1971).

La série d'Arolla est essentiellement constituée d'orthogneiss fortement déformés en conditions schiste vert. On y observe en outre des lambeaux de couverture mésozoïques (Zone de Roisan, régions du Mt Dolin et du Pillonet). La série d'Arolla est lithologiquement semblable aux "gneiss minuti" de la zone Sesia-Lanzo. Comme les "gneiss minuti", la série d'Arolla chevauche l'unité du Combin.

L'unité du Combin est située sous l'unité supérieure. Elle chevauche le premier édifice (massifs cristallins internes + zone de Zermatt + nappe de l'Emilius). Le contact basal de l'unité du Combin recoupe clairement les structures du premier édifice (Le Goff et al., 1986).

En conclusion, deux épisodes de charriage de nappes austro-alpines peuvent être distingués. Lors du premier, la nappe de l'Emilius (= nappe des "micaschistes éclogitiques") est portée sur l'unité de Zermatt. Cet événement est probablement éoalpin. Lors du deuxième épisode, le Combin et les unités d'Arolla et de Valpelline sont charriés sur le premier édifice. La déformation dans la zone du Combin pourrait être en partie antérieure à la mise en place de cette unité sur l'édifice inférieur. L'âge de mise en place du Combin et de l'unité supérieure (nappe de la Dent Blanche) est inconnu.

2.4.3. Modèle de superposition (Fig.5.5)

Les équivalences suivantes entre unités austroalpines peuvent être proposées:

"Nappe de la Dent-Blanche"	Zone Sesia-Lanzo	Unités sud alpines
Valpelline	IIDK	IDK (Zone d'Ivrée)
Arolla	Gneiss minuti	
Nappe de l'Emilius	Micaschistes éclogitiques	

Si on admet ces équivalences, les superpositions visibles dans la partie interne des Alpes occidentales ont pu être acquise grâce à l'évolution suivante:

Lors de l'évènement éoalpin, la IIDK chevauche les "micaschistes éclogitiques" (Fig.5.5a). Cette dernière unité est charriée sur la zone de Zermatt, elle même au dessus des massifs cristallins internes. Une partie de l'empilement éoalpin est, du bas vers le haut, massifs cristallins internes, zone de Zermatt, "micaschistes éclogitiques". L'unité des "gneiss minuti" et la zone du Combin sont probablement situées au dessus de cet édifice. Dans ces unités, les conditions P-T du pic du métamorphisme sont plus faibles que dans les autres unités de l'édifice ("gneiss minuti": Pognante et al., 1987; Cf. chapitre II; zone du Combin: Le Goff, 1986; Le Goff et al., 1986).

Lors du deuxième événement, cet édifice est redécoupé: l'ensemble zone du Combin + "gneiss minuti" est charrié vers le NW sur les autres unités (Fig.5.5b). "Micaschistes éclogitiques" et IIDK chevauchent ensuite les autres unités (Fig.5.5c).

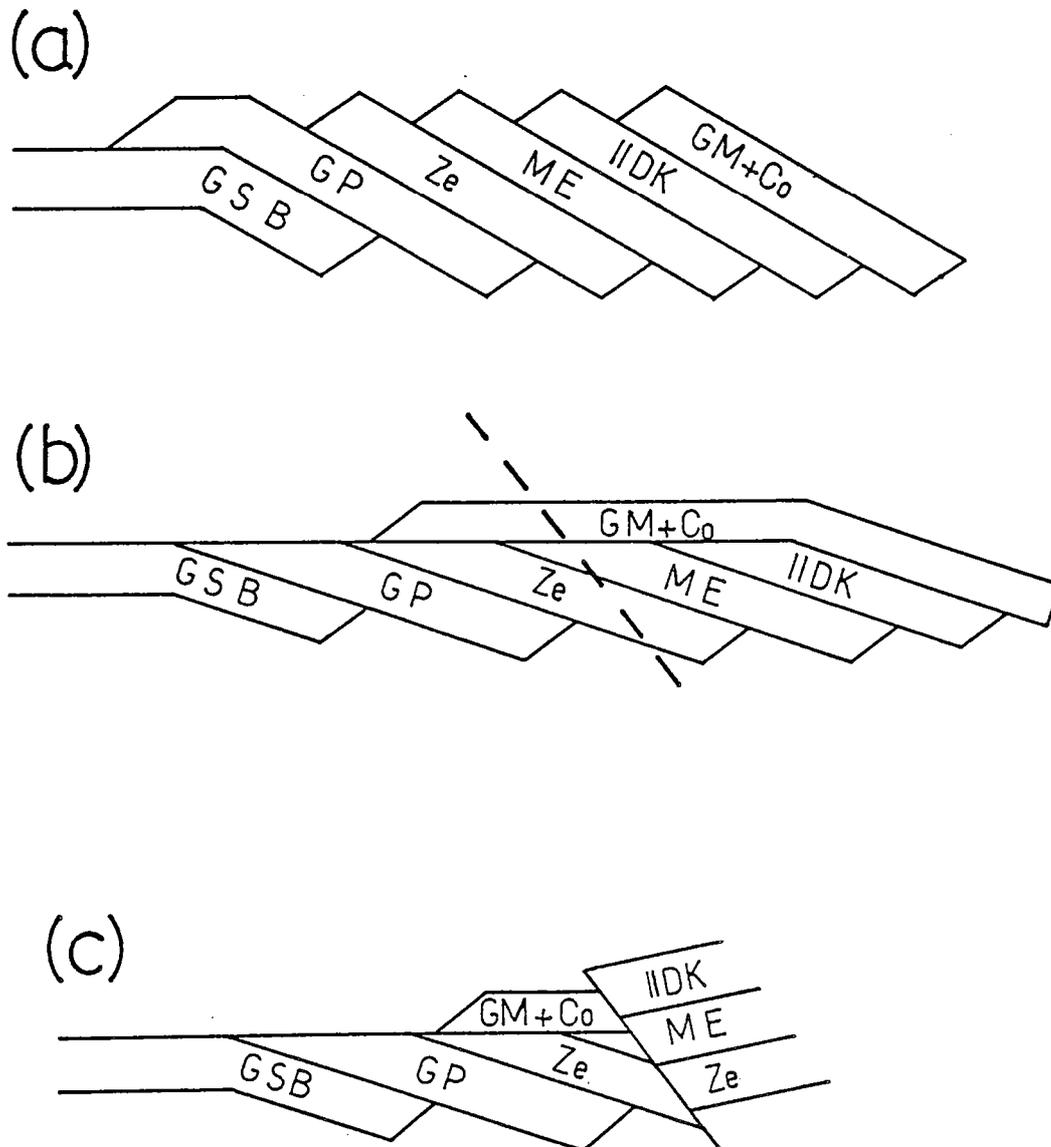


Fig.5.5. Schéma expliquant la succession d'empilement dans la partie interne des Alpes occidentales. (Co) Combin; (GM) Gneiss minuti, (GP) Grand Paradis; (GSB) Grand Saint Bernard; (ME) Micaschistes éclogitiques; (Ze) zone de Zermatt.

Entre les deux événements, il y a une forte décompression (7 à 10 kbar). Le dernier événement n'est pas daté. On notera que le contact le plus tardif (contact "gneiss minuti" - IIDK + "micaschistes éclogitiques") est recoupé par un dyke dont l'âge est probablement oligocène (Dal Piaz et al., 1971). Des âges autour de 38 M.a. ont été (K/Ar sur phengite) obtenus dans l'unité des "gneiss minuti" (Hunziker, 1974). Le dernier événement s'est probablement déroulé vers 40 M.a.

2.4.4. Age des rétrocharriages

Différentes hypothèses ont été avancées quant à l'âge des rétrocharriages dans l'arc alpin. Deux "domaines" où des mouvements vers l'intérieur de l'arc se produisent semblent distinguables:

- Dans les Alpes centrales et à la limite Alpes centrales - Alpes occidentales (Nord de la Zone Sesia-Lanzo), des mouvements vers l'intérieur de l'arc, essentiellement localisés le long de la ligne Insubrienne s.l., ont été mis en évidence par Schmid et al. (1988), Heitzmann (1987) et Merle et al. (1988). Cet épisode est daté de façon relativement précise aux environs de 15-20 M.a.. Il se traduit par une verticalisation de la base de la croûte sud-alpine.

- Dans les Alpes occidentales, les rétrocharriages sont situés à la limite Briançonnais interne - massifs cristallins internes et sont visibles aussi bien au Nord de l'arc (rétrochevauchement du Mischabel sur le Mt Rose) qu'au niveau du Grand Paradis (Valsavaranche), ou encore plus au Sud, dans la région du Mt Viso.

Les travaux s'intéressant à la structure de ces régions montrent qu'un âge de 15 à 20 M.a. pour les rétrocharriages est improbable (Caby et Maurin, 1982; Carpena et Caby, 1983; Ballèvre, 1986; Ballèvre et al., 1986). Dans la région du Mt Viso les rétrocharriages seraient même contemporains de conditions schistes bleues (Caby et Maurin, 1982). Au Nord du Val d'Aoste, ils semblent antérieurs à la mise en place de l'ensemble Combin + Dent Blanche, cette nappe n'étant pas affectée par les rétrocharriages (Ballèvre, 1986; Ballèvre et al., 1986).

Aussi, un âge de l'ordre de 40 M.a. (Carpena et Caby, 1983) a été retenu pour les rétrocharriages dans les Alpes occidentales.

3. Un modèle d'évolution (Fig.5.6)

130-115 M.a. (Fig.5.6b)

Cette période est marquée par la convergence des plaques européenne et apulo-adriatique, aboutissant à la fermeture de l'océan. Un écaillage de la croûte océanique a probablement lieu. Il pourrait se traduire par la présence d'olistholite à affinité ophiolitique dans les sédiments pélagiques. La sédimentation reste dans l'ensemble pélagique.

115-90 M.a. (Fig.5.6b, 5.6c)

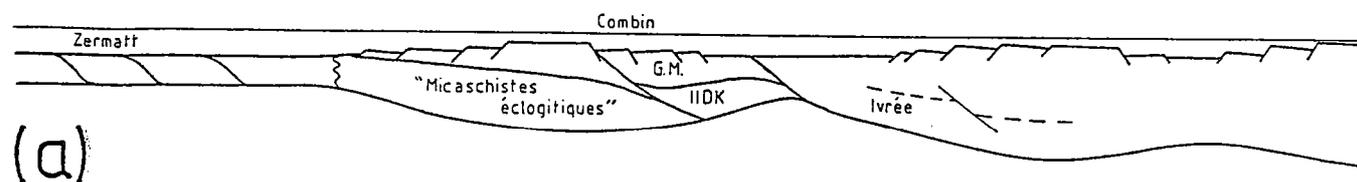
La rencontre entre les deux paléomarges a lieu aux environs de 115-110 M.a. (Aptien-Albien). Elle se traduit par la mise en place d'unités océaniques sur la partie la plus interne de la marge européenne et par un écaillage de la croûte sud-alpine. La IIDK, les gneiss minuti et le Combin sont charriés sur les "micaschistes éclogitiques". L'épaississement devient rapidement maximal pour les unités les plus internes. L'empilement est de bas en haut, Grand Paradis, unité de Zermatt, "micaschistes éclogitiques", IIDK, Combin + "gneiss minuti", zone d'Ivrée. C'est l'événement "éolpin".

La sédimentation dans les parties la plus proche de la zone de collision change brusquement. Des quantités importantes de flyschs se déposent en avant et en arrière de la zone épaissie. Le dépôt des flyschs des Préalpes, de l'Embrunnais-Ubaye, des Alpes maritimes, ainsi que l'arrivée de flyschs dans le sillon Lombard, sont à rattacher à cet événement.

145 Ma

SE

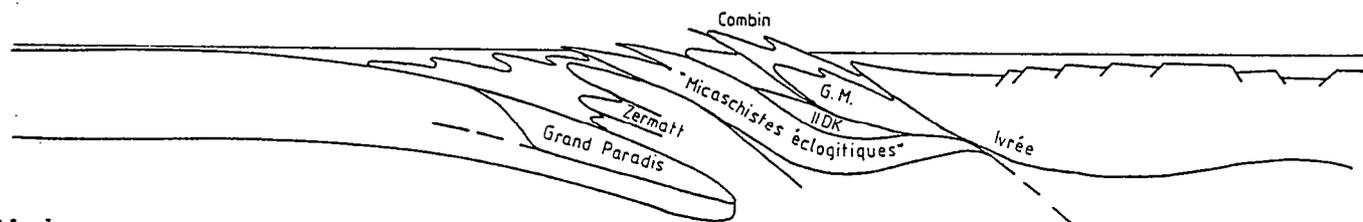
NW



≈ 115 Ma

SE

NW



100-90 Ma

SE

NW

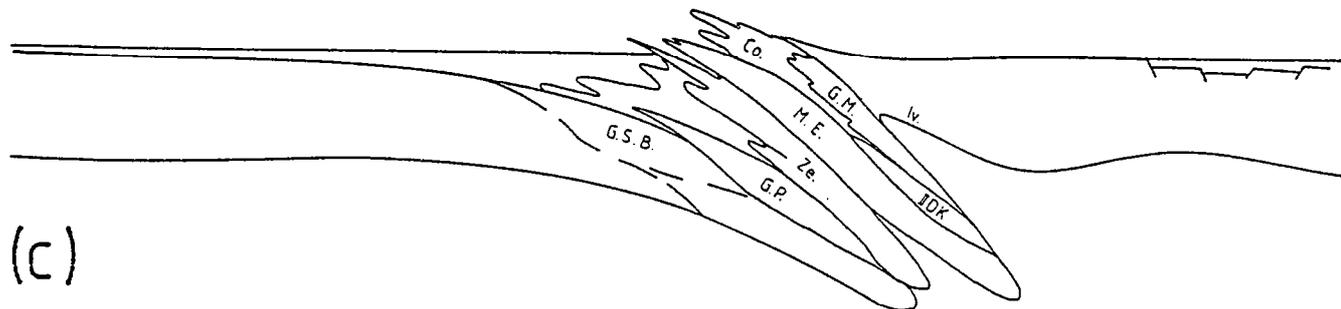
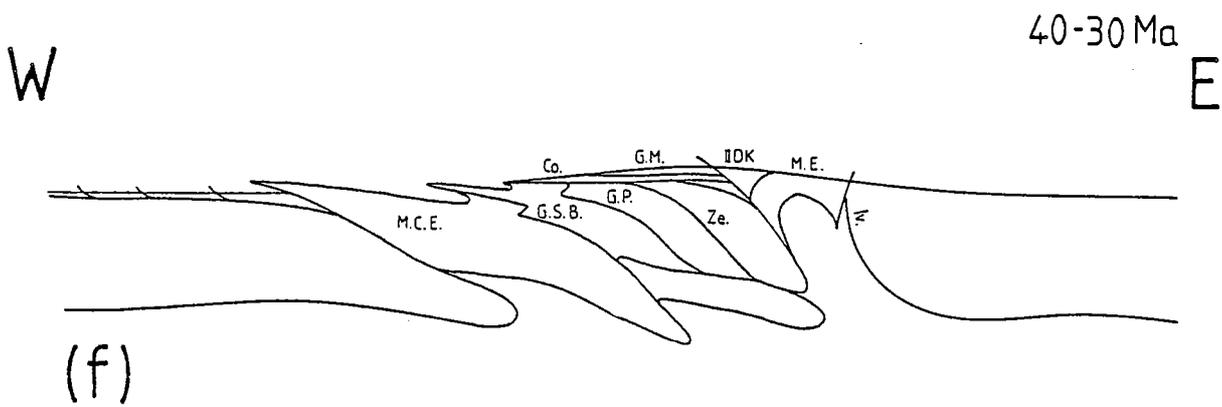
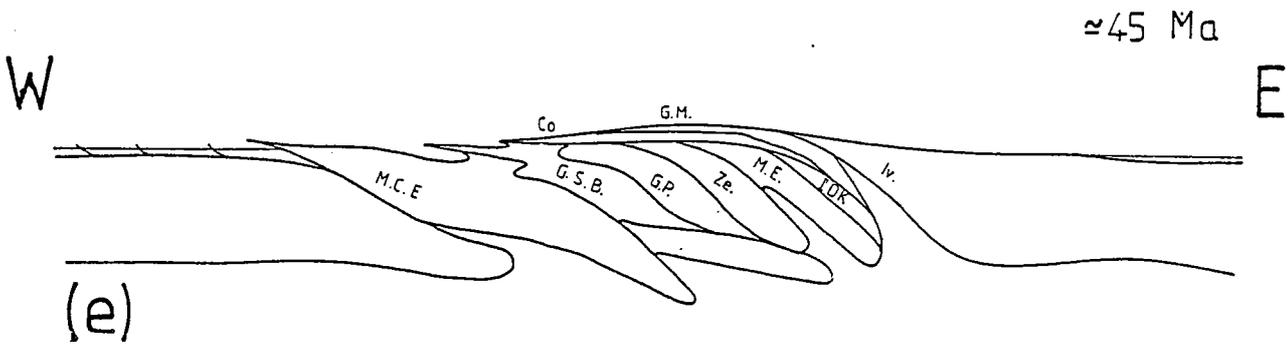
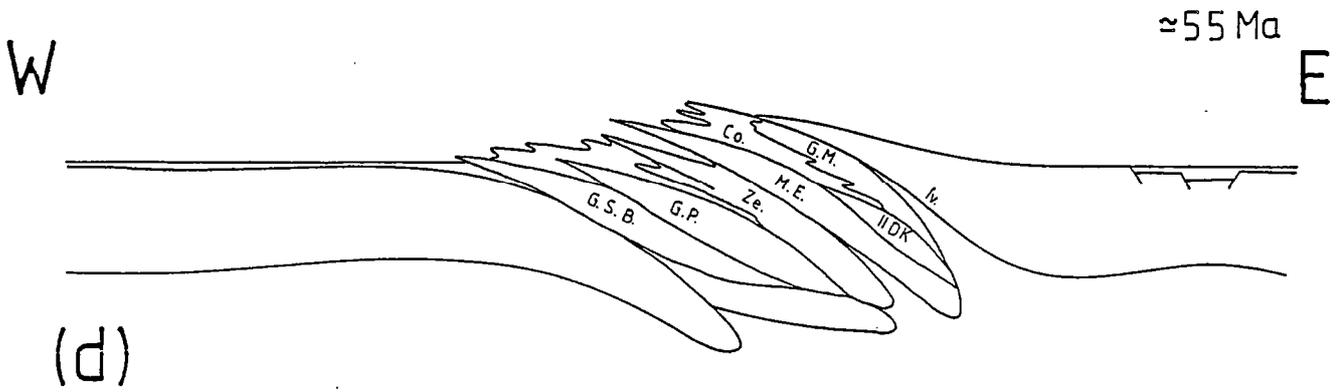


Fig.5.6 Evolution proposée pour les Alpes occidentales.

(Co) Combin; (GM) Gneiss minuti, (GP) Grand Paradis; (GSB) Grand Saint Bernard; (MCE) massifs cristallins externes; (ME) micaschistes éclogitiques; (Ze) zone de Zermatt.



90-50 M.a. (Fig.5.6c, 5.6d)

L'épaississement se propage en avant de la chaîne: le Grand Paradis est charrié sur la partie interne du Grand Saint Bernard. La partie interne de la chaîne se réajuste isostatiquement et continue à alimenter les flyschs en avant et en arrière de l'arc.

A partir de 65 M.a. (fin du Crétacé), la sédimentation des flyschs sur la paléomarge européenne, se déplace vers l'extérieur de la chaîne (zone Briançonnaise). Ceci reflète la propagation de l'épaississement vers l'avant-pays européen.

50-35 M.a. (Fig.5.6e et 5.6f)

L'épaississement continu à se propager vers l'avant de la chaîne. C'est le début du chevauchement des massifs cristallins externes sur l'avant-pays. Dans la partie interne de la chaîne, un rétrocharriage se produit: il se traduit par le rétrochevauchement du Grand Saint Bernard sur le Grand Paradis et la zone de Zermatt. La mise en place de l'ensemble Combin + "gneiss minuti" fait immédiatement suite aux rétrocharriages (Fig.5.6e).

Le Priabonien est marquée par l'arrivée d'olistostrome et de nappes en avant de la chaîne. Le bassin Lombard émerge. L'empilement ainsi constitué est redécoupé par le chevauchement de l'ensemble "micaschistes éclogitiques" + IIDK (Fig.5.6f). Des dépôts molassiques sédimentent à l'extérieur de la chaîne.

35-15 M.a.

L'édifice alpin n'est plus modifié. Une remontée de la partie interne de la zone Sesia-Lanzo et un redressement de la base de la croûte sud-alpine se produisent le long de la ligne Insubrienne s.l. Le sommet du manteau sud-alpin apparaît sur la bordure occidentales de la zone d'Ivrée.

III CINEMATIQUE DE LA COLLISION DANS LES ALPES OCCIDENTALES LORS DE L'EVENEMENT EOALPIN

1. Introduction

Les chaînes de montagnes résultent de la collision continentale faisant suite à la convergence de deux plaques lithosphériques (Dewey et Bird, 1970). La conséquence de cette collision est une déformation intense des bordures des plaques dans les chaînes de montagnes. Un des problèmes importants à résoudre, est celui de la cinématique, c'est à dire du déplacement relatif des plaques, lors de la collision. Un moyen de contraindre la cinématique des plaques est apporté par la connaissance des anomalies magnétiques des fonds océaniques. Une telle démarche a par exemple permis la mise en évidence du déplacement de l'Inde vers le Nord lors de la collision Himalayenne (Powell et Conhagan, 1973). Cette méthode n'est applicable que dans de rares cas, pour certaines chaînes récentes. Aussi certains auteurs (Escher et Watterson, 1974; Mattauer, 1975) ont tenté d'utiliser les directions principales de la déformation visibles dans les chaînes de montagnes, comme des marqueurs significatifs du déplacement relatif des plaques en présence. Cette idée a été développée par la suite par de nombreux structuralistes (e.g. Mattauer et Mercier, 1980; Schackelton et Ries, 1980; Schackelton, 1986).

Ce concept n'est pas toujours applicable (Brun et Burg, 1982; Burg et al., 1987; Choukroune et Brun, 1987). Aussi, après avoir rappelé les bases de cette démarche, quelques exemples permettant de définir des limites d'application seront décrits. Enfin, le cas de l'arc des Alpes occidentales sera abordé. Nous verrons quelles contraintes sont apportées par nos propres données. Nous nous intéresserons donc essentiellement à l'événement éoalpin.

2. Les bases

L'idée maîtresse du raisonnement d'Escher et Watterson (1974) et de Mattauer (1975) est de considérer les chaînes de montagnes comme de grandes zones de cisaillement limitant deux plaques lithosphériques. Pour des raisons géométriques (les limites entre zones déformées et non-déformées doivent conserver une surface constante) la déformation est nécessairement très proche du cisaillement simple (Fig.5.7). Dans la zone de cisaillement ductile où la déformation est intense et proche du cisaillement simple, le plan de schistosité est proche du plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie et la direction de la linéation d'étirement est voisine de la direction X (Ramsay et Graham, 1970).

Remarquons que si la direction de cisaillement varie au cours du temps, l'orientation de la linéation d'étirement finie mesurée aura une direction intermédiaire, fonction de l'intensité des différentes déformations (Brun et Burg, 1982; Burg et al, 1987) (Fig.5.8).

L'observation des données disponibles montre que dans les chaînes de montagne, la déformation observée est parfois assez différente du cisaillement simple (Coward et Kim, 1981; Sanderson, 1982; Brun et Merle, 1985).

Si la déformation est plane et possède une composante noncoaxiale, la direction de déplacement peut être déduite de la même façon que dans le cas du cisaillement simple (Burg et al, 1987).

Si la déformation n'est pas plane, seules les zones d'intense déformation seront probablement significatives d'une direction de déplacement (Burg et al., 1987).

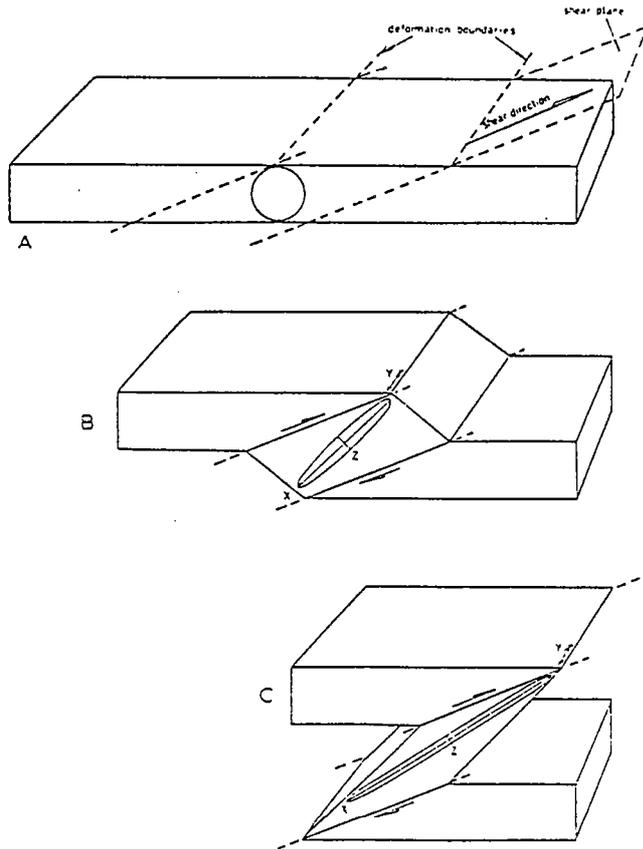
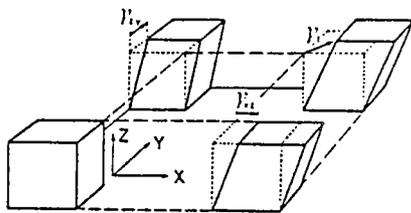
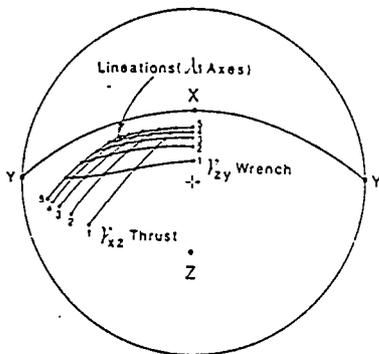


Fig.5.7. Déplacement par cisaillement simple montrant les relations entre zones déformées et non déformées (d'après Esher et Watterson, 1974).



a



b

FIG. 2. — Superposition de deux cisaillements simples orthogonaux.

a : Schémas montrant le cisaillement résultant γ_r produit par la combinaison de deux cisaillements γ_a et γ_b (avec $\gamma_r = (\gamma_a^2 + \gamma_b^2)^{1/2}$).
 b : Projection stéréographique des directions λ_1 (lignation d'écartement) pour des valeurs de cisaillement γ_a et γ_b variant de 1 à 3, selon une direction de chevauchement X et une direction de décrochement sinistre Y. Le plan de cisaillement est incliné à 45° .

Fig.5.8. Superposition de deux cisaillements simples orthogonaux (d'après Burg et al., 1987).

3. Quelques exemples

3.1. L'Himalaya

C'est l'une des premières chaînes où le concept direction de déplacement = direction moyenne des linéations d'étirement a été appliqué (Mattauer, 1975). Elle résulte de la collision de l'Inde et de l'Eurasie (Tapponnier et Molnar, 1973; Tapponnier et al., 1986). Pour cette chaîne, le déplacement relatif des deux plaques en présence est connu, grâce à l'étude des anomalies magnétiques de l'Océan Indien (Powell et Conaghan, 1973; Powell, 1979). La direction de convergence des deux plaques est subperpendiculaire à la limite des plaques.

L'orientation des linéations d'étirement est en général proche de la direction de déplacement relatif des deux plaques, notamment dans la partie linéaire de la chaîne (Mattauer, 1975; Schackelton et Ries, 1984; Mattauer, 1986). Notons toutefois que des directions obliques ont également été observées (Gapais et al., 1986; Brun et al., 1985; Coward et al, 1986).

L'Himalaya reste cependant une chaîne où le concept direction des linéations d'étirement = direction de mouvement relatif des plaques est, en première approche, applicable.

3.2. La Cordillère Canadienne

La structure de la Cordillère Canadienne a été récemment expliquée comme résultant de la collision entre la marge Nord-Américaine, et des microcontinents (Monger et al., 1982). Les données paléomagnétiques montre un déplacement des microcontinents vers le Nord de plusieurs milliers de kilomètres (Irving et al., 1980; Van der Voo et al., 1980). Néanmoins un simple examen des directions de linéation d'étirement, a conduit Mattauer et al. (1982), à interpréter la formation d'une partie de la Cordillère comme résultant essentiellement d'un charriage vers l'Est des unités occidentales sur les unités de la marge américaines. Il y avait là une opposition entre les données paléomagnétiques qui montraient une forte composante N-S dans le déplacement et les données structurales, où la cinématique des unités telle qu'elle était déduite, s'effectuait selon une direction Est-Ouest. Plus récemment Van der Driesche (1986) réconcilie ces deux approches. La convergence entre la marge américaine et les deux microcontinents est oblique. La cinématique de ces microplaques lors de la déformation ductile dans la Cordillère canadienne résulte de l'interaction entre chevauchements et décrochements. Les chevauchements accommodent la composante radiale du déplacement, alors que les décrochements accommodent la composante longitudinale.

Cette observation a une importance de première ordre pour qui s'intéresse aux relations déformation - déplacement. Elle montre que même dans le cas d'une convergence oblique, les linéations d'étirement peuvent avoir une orientation radiale dans la chaîne. La cartographie des trajectoires de linéation d'étirement n'est pas directement interprétable en terme de direction de déplacement relatif des deux plaques en présence. Le jeu des décrochements ne peut être occulté dans la recherche de la direction de déplacement.

3.3. La chaîne Varisque dans l'Europe occidentale

Avec l'exemple de la chaîne varisque, nous abordons le cas des portions de chaîne non rectiligne. Cette chaîne possède en effet une très forte virgation dans cette partie de l'Europe. De grands décrochements sont développés dans la chaîne varisque.

L'examen de l'orientation des linéations d'étirement à l'échelle de l'arc montre des orientations variables par rapport à l'arc, les linéations pouvant être radiales, obliques, ou longitudinales (Brun et Burg, 1982; Burg et al., 1987). De plus, la formation de l'arc est en grande partie induite lors de la collision (Brun et Burg, 1982; Matte et Burg, 1984; Burg et al., 1987).

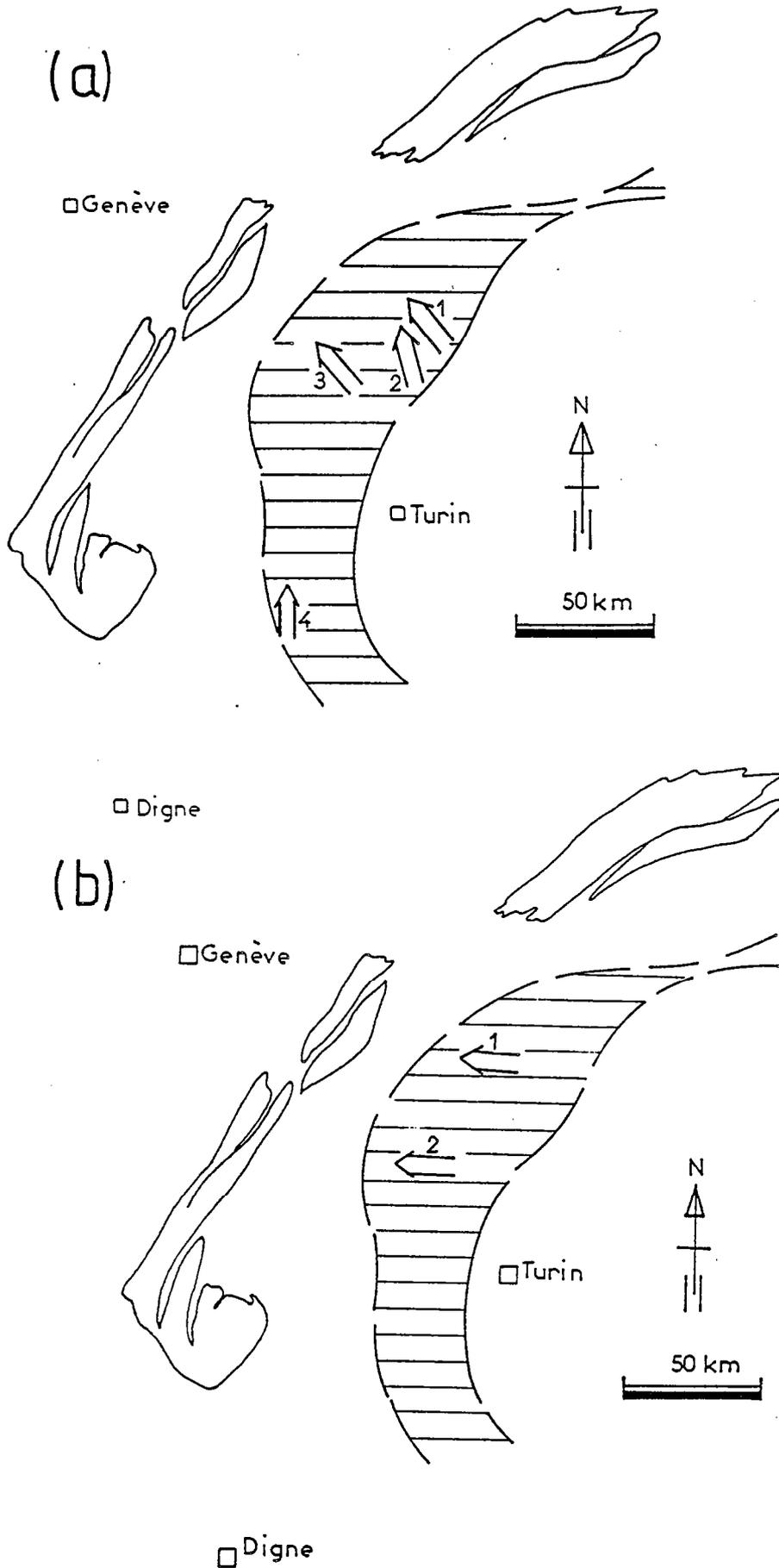


Fig.5.9. Les linéations d'étirement éoalpines:

(a) Les linéations orientées N140-N180; (1) et (2) zone Sesia-Lanzo; (3) Zone de Zermatt au nord du Grand Paradis; (4) Mt Viso.

(b) Les linéations orientées N-90; (1) Zone de Zermatt (Valtournanche); (2) Massif du Grand Paradis.

Aussi, c'est seulement (i) l'intégration des directions de linéation à l'échelle de l'arc, (ii) puis la prise en compte des variations ponctuelle des linéations au cours du temps, et enfin (iii) la prise en compte des déplacements le long des décrochements et des interactions chevauchement - décrochement qui permet de proposer un modèle (Brun et Burg, 1982; Matte, 1984; Matte, 1986; Burg et al., 1987). Cette démarche est suffisamment complexe pour donner lieu à des interprétations différentes (Voir Matte, 1986; Burg et al., 1987).

L'exemple de l'arc Ibero-armoricain montre que dans le cas d'un arc, la relation qui existe entre la direction de déplacement relatif des plaques et les "trajectoires de linéation d'étirement" n'est pas simple. Il montre également que les directions de transport, pour être déduites des trajectoires de linéation, nécessitent l'intégration des données à l'échelle de l'arc.

3.4. Conclusion

A travers ces trois exemples, des limites d'application apparaissent. Le premier exemple (Himalaya) montre que dans le cas d'une chaîne rectiligne où la convergence s'effectue de façon radiale par rapport à la chaîne, la direction moyenne des linéations d'étirement est très proche de la direction de déplacement. Le nombre d'hypothèses pour passer de l'une à l'autre est faible. Dans le cas d'une chaîne rectiligne où la convergence s'effectue de façon oblique (Cordillère Canadienne), le problème est déjà moins simple: c'est alors l'interaction entre chevauchement et décrochement qui traduit le déplacement des plaques.

Enfin, dans le cas d'un arc, le problème est encore plus complexe. Le passage des trajectoires de linéation d'étirement finie aux directions de déplacement des plaques nécessite l'intégration des données à l'échelle de l'arc.

4. L'arc alpin

La direction de déplacement de la plaque apulo-adriatique par rapport à la plaque européenne est un problème que l'examen des données géophysiques (Tapponnier, 1977; Frisch, 1979; Lliboutry, 1982; Van der Voo et Chanell, 1980) n'a pas réussi à trancher. Le problème est particulièrement crucial pour les étapes précoces de la collision (avant 60 M.a.).

Il était dès lors intéressant de tenter de retrouver les directions de déplacement relatif des deux plaques en présence, grâce à l'analyse du champ de déformation induit lors de la collision. Parmi les travaux ayant cet objectif (Mattauer et Mercier, 1980; Malavielle et al., 1984; Choukroune et al., 1986; Baird et Dewey, 1987) deux modèles récents ont intégré les données à l'échelle de l'arc. Le premier est dû à Malavielle et al. (1984). Quel que soit leur âge, les linéations sont reportées sur une même carte. Elles sont considérées comme globalement radiales à l'arc. L'organisation des trajectoires de linéation traduit un déplacement vers l'ouest de la plaque apulo-adriatique au cours de la collision. Les variations de l'orientation des linéations d'étirement sont considérées comme non significatives (perturbation locale).

-Le deuxième modèle est apporté par Choukroune et al. (1986). Les linéations sont classées par groupes d'âges, en fonction des conditions P-T de la déformation, de l'évolution P-T de l'unité considérée et des données géochronologiques disponibles. Des cartes de direction de déplacement successive sont ainsi construites. Les incertitudes majeures proviennent (1) de la difficulté de caler l'âge de la déformation dans le temps, (2) des incertitudes sur les déterminations des conditions P-T de la déformation, (3) du manque de donnée pour l'étape la plus précoce, et enfin (4) des problèmes liés à la conservation de la direction initiale des linéations précoces.

Qu'elle que soit la part d'interprétation qu'elle comporte, la démarche suivie par Choukroune et al. (1986) apporte un "plus" par rapport à celle de Malavielle et al. (1984). Séparer les directions de linéation en fonction de leur âge peut a priori permettre de mettre en évidence une rotation de la direction de déplacement au cours du temps. Le modèle de Malavielle et al. (1984) assume intrinsèquement une constance de la direction de déplacement. Les deux modèles s'accordent sur une

direction de mouvement vers l'ouest pour la fin de la collision. Le désaccord porte sur la direction de convergence des deux plaques lors de l'évènement éoalpin.

Par rapport à ce problème, qu'apportent nos données?

Nous avons vu précédemment que les linéations d'étirement éoalpines pouvaient être placées dans deux groupes d'orientation distinct. Dans le premier groupe, les linéations ont une orientation N140-N170. Ces linéations sont observables dans la zone Sesia-Lanzo, dans le massif du Mt Viso (zone de Zermatt, Phillipot et Caby, 1986) et sans doute également au nord du massif du Grand Paradis (Zone de Zermatt, Choukroune et al., 1986) (Fig.5.9a).

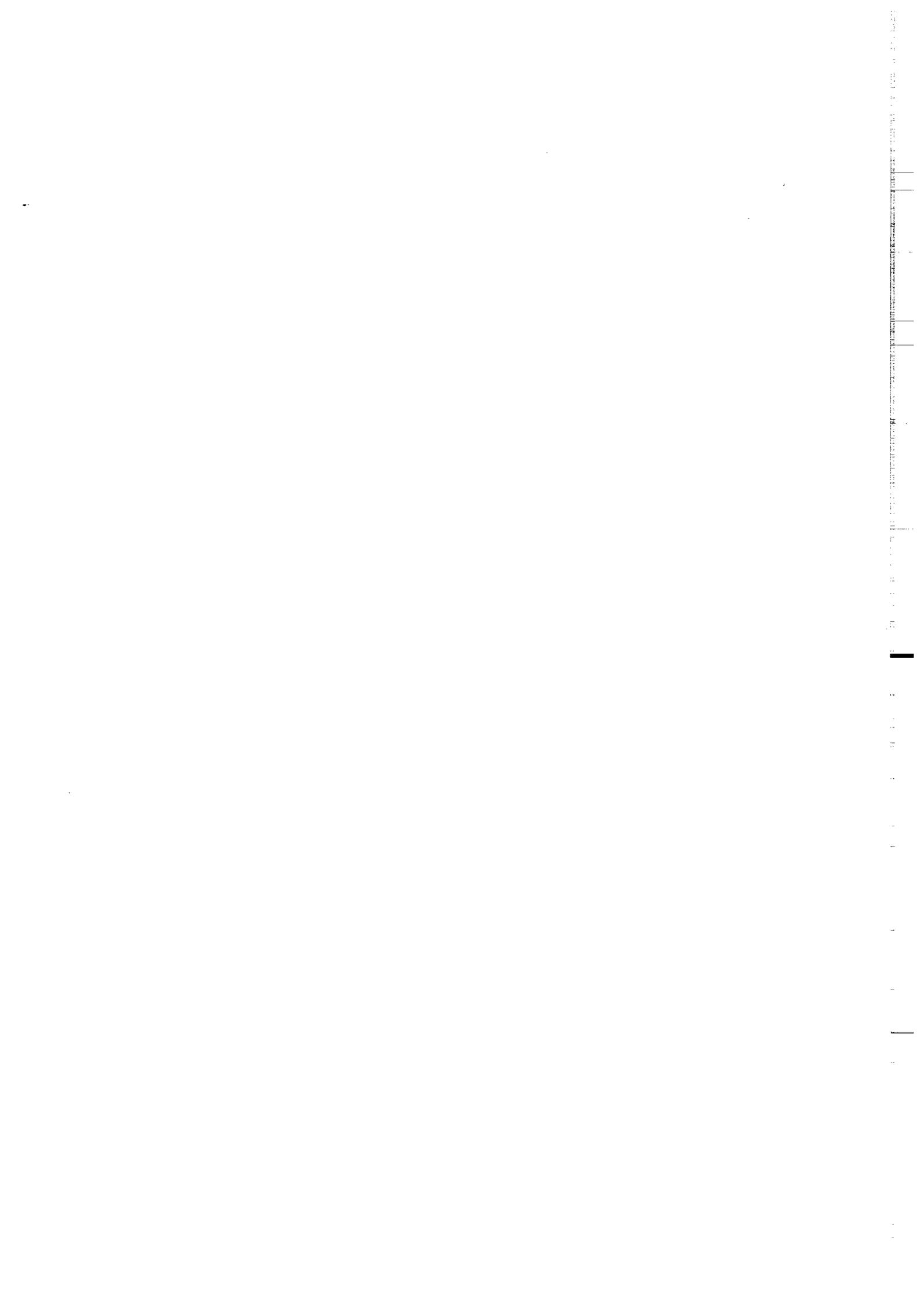
Dans le deuxième groupe, les linéations ont une orientation N100 (Fig.5.9b). Elles sont observables dans le massif du Grand Paradis (Carpena, 1984; Ballèvre, 1986) et dans la zone de Zermatt (Valtournanche, Le Goff, 1986). Une partie de la déformation observée dans le massif du Mt Rose est peut être à rattacher à cet événement.

Les linéations orientées N170-N140 sont probablement plus précoces que les linéations dont la direction est Est-Ouest. Eu égard à l'intensité des déformations impliquées, et sous réserve que les linéations relevées actuellement soient significatives des directions éoalpines, cette observation s'accorde avec une rotation antihoraire de la direction de déplacement des unités (de N-S à E-W) au cours de l'évènement éoalpin.

Cette rotation de la direction de déplacement des nappes implique t'elle une rotation de la direction de déplacement des plaques? Les données disponibles concernant les déformations éoalpines sont trop peu nombreuses pour répondre avec certitude à cette question. On ne connaît pas entre autre, la géométrie exacte des décrochements ni les déplacements le long de ceux ci lors de l'évènement éoalpin. Il semble cependant probable qu'une telle rotation de la direction de déplacement des unités (de l'ordre de 60 à 80 °), visible à une échelle non négligeable, soit la conséquence d'un changement de cinématique des plaques au cours de l'évènement éoalpin.

Le rapprochement des plaques apulienne et européenne se ferait initialement selon une direction N-S. Lors de la collision (au cours de l'évènement éoalpin), la cinématique changerait, la convergence des deux plaques se faisant alors selon une direction E-W.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AHRENDT, H. (1972)- Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorné (Nord Italien). *Gottinger Arb. Geol. Palaont.*, 11 : 1-89.
- ALBEE, A.L. (1972)- Metamorphism of pelitic schists: Reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83 : 3249-3268.
- ARGAND, E. (1916)- Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geol. Helv.*, 14 : 445-465.
- ARGAND, E. (1909)- L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. *Bull. Lab. Géol. Lausanne*, 14 : 1-64.
- ARTINI, E. et MELZI, G. (1900)- Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. *Mem. R. Ist. Lomb. Lett. Arti*, 18 : 219-390.
- AUBOUIN, J. (1963)- Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. *Geol. Rundschau*, Bd. 53, H.2 : 480-534.
- AUBOUIN, J. (1963)- Essai sur la paléogéographie post-triasique de l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes Orientales (Alpes Méridionales; Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie Occidentale, Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. France* (7), V : 730-766.
- AUBOUIN, J., BLANCHET, R., LABESSE, B. et WOZNIAK, J. (1977)- Alpes occidentales et Alpes orientales: la Zone du Canavese existe-t-elle ? *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3 : 155-158.
- BACHLIN, R. (1937)- Geologie und Petrographie des M. Tamaro Gebietes. *S.M.P.M.*, 17 : 1-79.
- BAGGIO, P. (1965)- Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s.s. nella Zona di Montalto Dora (Ivrea). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 25 : 1-25.
- BAGGIO, P. (1965)- Geologia della Zona del Canavese nel settore occidentale Levone-Cuorné. *Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Art.*, 121.
- BAGGIO, P. (1966)- Il problema geologica degli "scisti di Fobello e Rimela" nell'alta Val Mastallone (Varallo Sesia, prov. di Vercelli). *Boll. Soc. geol. It.*, 85 : 253-273.
- BAIRD, A.W. et DEWEY, J.F. (1986)- Structural evolution in thrust belts and relative plate motion: the upper pennine Piemonte zone of the internal Alps, southwest Switzerland and northwest Italy. *Tectonics*, 5, 375-387.
- BALLEVRE, M. (1986)- Collision continentale et chemins P-T dans les Alpes Occidentales: l'unité pennique du Grand Paradis et son encaissant océanique. Thèse d'Université, Rennes 1, 280 p.
- BALLEVRE, M. et GAPAIS, D. (1986)- Géométrie des inclusions dans le grenat: interprétations cinématiques. *Coll. Cristallisation et Déformation*, Lyon, 27-28 Nov.
- BALLEVRE, M., KIENAST, J.R. et VUICHARD, J.P. (1986)- La "Nappe de la Dent Blanche" (Alpes Occidentales): deux unités austro-alpines indépendantes. *Eclogae Geol. Helv.*, 79 : 57-74.
- BARFETY, J.C. et GIDON, M. (1982)- Conséquences paléotectoniques de la découverte de l'âge jurassique supérieur d'une partie de la couverture ouest du Massif du Pelvoux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 294, 1013-1016.

BARNICOAT A.C ; FRY, N. (1986)- high pressure-metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite Zone, Switzerland. *J. Geol. Soc. London*, 143, 607-618

BAYER, R., CAZES, M., DAL PIAZ, G.V., DAMOTTE, B., ELTER, G., GOSSO, G., HIRN, A., LANZA, R., LOMBARDO, B., MUGNIER, J.L., NICOLAS, A., NICOLICH, R., POLINO, R., ROURE, F., SACCHI, R., SCARASCIA, S., TABACCO, I., TAPPONNIER, P., TARDY, M., TAYLOR, M., THOUVENOT, F., TORREILLES, G. et VILLIEN, A. (1987)- Premiers résultats de la traversée des Alpes Occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP). *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 305 : 1461-1470.

BECCALUVA, L., DAL PIAZ, G.V. et MACCIOTTA, G. (1984)- Transitional to normal morb affinities in ophiolitic metabasites from the Zermatt-Saas, Combin and Antrona units, Western Alps: Implications for the Paleogeographic evolution of the Western Tethyan Basin. *Geol. en Mijnbouw*, 63 : 165-177.

BECCALUVA, M., DAL PIAZ, G.V., MACCIOTTA, G. et ZEDA, O. (1978-1979)- The Austro-Alpine Harzburgite body of the Artogna Valley (Italian Western Alps). *Mem. Sci. Geol.*, 33 : 173-181.

BERCKHEMER, H. (1968)- Topographie des "Ivrea Körpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *S.M.P.M.*, 48 : 235-254.

BERCKHEMER, H. (1969)- Direct evidence for the composition of the lower crust and Moho. *Tectonophysics*, 8 : 97-105.

BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. et GAPAIS, D. (1979)- Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.*, 102 : 265-272.

BERTOLANI, M. (1968)- La petrografia della Val Strona (Alpi Occidentali Italian). *S.M.P.M.*, 48 : 695-732.

BERTOLANI, M. (1971)- La petrografia della cosiddetta seconda zona kinzigitica nelle alte Valli del Mastallone e del Sermenza (Val Sesia). *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 27 : 368-391.

BIANCHI, A., DAL PIAZ, G.P. et VITERBO, C. (1965)- Le masse di anfiboliti grabbriche a gastaldite di Corio e Monastero e di altre località della Zona Sesia-Lanzo (Alpi Occidentali). *Mem. Acc. Sci. Torino, Cl. Sci. F.M.N., Sez. 4, 3* : 1-36.

BIGGIOGERO, B. et BORIANI, A. (1975)- I noduli a silicati di Al degli gneiss minuti della "Strona-Ceneri". *Boll. Soc. geol. It.*, 94 : 2073-2084.

BLACIC, J.D. (1975)- Plastic deformation mechanism in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, 27 : 271-294.

BODINIER, J.L., GIRAUD, M., DUPUY, C. et DOSTAL, J. (1986)- Geochemistry of basic dikes in the Lanzo Massif (Western Alps): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 128 : 77-95.

BORIANI, A. (1968)- Il settore meridionale del gruppo del M. Zeda (Lago Maggiore, Italia): observation petrogenetische. *S.M.P.M.*, 48 : 175-188.

BORIANI, A. (1970)- The "Pogallo line" and its connection with the metamorphic and the anatectic phases of "Massiccio dei Laghi" between the Ossola Valley and Lake Maggiore (Northern Italy). *Boll. Soc. geol. It.*, 85 : 415-433.

BORIANI, A. (1982)- The Medium Grade-High grade transition in the regional metamorphism: An example from the Ivrea-Verbanò Zone (Italy). *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 38 (2) : 543-548.

BORIANI, A., BIGGIOGERO, B. et ORIGONI GIOBBI, E. (1977)- Metamorphism, tectonic evolution and tentative stratigraphy of the "Serie dei Laghi". Geological map of the Verbanò area (Northern Italy). *Mem. Soc. Geol.*, 32 : 1-25.

- BORIANI, A., COLOMBO, A., ORIGONI GIOBBI, E. et PEYRONEL PAGLIANI, G. (1975)- The "Appinite suite" of Massiccio dei Laghi (Northern Italy) and its relationship to the regional metamorphism. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 30 : 893-917.
- BORIANI, A. et GIOBBI MANCINI, E. (1972)- The feldspathized amphibolites of the "Strona-Ceneri". *Boll. Soc. geol. It.*, 91 : 655-681.
- BORIANI, A., ORIGONI GIOBBI, E. et DEL MORO, A. (1982-1983)- Composition, level of intrusion and age of the "Serie dei Laghi" orthogneisses (Northern Italy - Ticino, Switzerland). *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 38 : 191-205.
- BORIANI, A. et SACCHI, R. (1973)- Geology of the junction between the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones (Southern Alps). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 28 : 1-36.
- BORIANI, A. et SACCHI, R. (1974)- The "Insubric" and other tectonic lines in the Southern Alps (NW Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 13/1 : 327-337.
- BOUDIER, F. (1976)- Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes Piémontaises). Etude structurale et pétrologique. Thèse, Univ. Nantes, 163 p.
- BOUDIER, F. (1978)- Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89 : 1574-1591.
- BRODIE, K.H. et RUTTER, E.H., (1987)- Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy. *Tectonophysics*, 140 : 193-212.
- BROWN, E.M. et FORBES, R.B. (1986)- Phase petrology of eclogitic rocks in the Fairbanks district, Alaska. *Geol. Soc. Am.*, 164 : 155-167.
- BRUN, J.P. et BURG, J.P. (1982)- Combined thrusting and wrenching in the Ibero Armorican arc: a corner effect during continental collision. *E.P.S.L.*, 61 : 319-332.
- BRUN, J.P., BURG, J.P. et MING, C.G. (1985)- Strain trajectories above the Main Central Thrust (Himalaya) in Southern Tibet. *Nature*, 313 : 388-390.
- BRUN, J.P. et CHOUKROUNE, P. (1981)- Déformation progressive et structures crustales. *Rev. Géol. dynam. Géogr. phys.*, 23 : 177-193.
- BRUN, J.P. et MERLE, O. (1985)- Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics*, 4 : 705-719.
- BURG, J.P., BALE, P., BRUN, J.P. et GIRARDEAU, J. (1987)- Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geodynamica Acta* (Paris), 1 : 71-87.
- BUTLER, R.W.H., MATTHEWS, S.S. et PARISH, M. (1986)- The NW external Alpine Thrust Belt and its implications for the geometry of the Western Alpine Orogen. *In: Collision Tectonics*. Coward, M.P. & Ries A.C. (eds). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 19 : 245-260.
- CABY, R. (1981)- Le mésozoïque de la Zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes Graies): Imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. *Geol. Alp.*, 57 : 5-13.
- CABY, R. et COMES, J. (1975)- Deformations alpines polyphasées dans la Zone Sesia en Val d'Aoste. *C.R. Acad. Sci. Paris.*, II, 280 : 415-418.
- CABY, R., KIENAST, J.R. et SALIOT, P. (1978)- Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes Occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 20 (4) : 307-322.

CALLEGARI, E., COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G.V., FRISATTO, V., GOSSO, G. et LOMBARDO, B. (1976)- Nuovi affioramenti di metagranitoidi nella Zona Sesia-Lanzo. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 32 : 92-111.

CARON, J.M. et SALIOT, P. (1969)- Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 268 : 3153-3156.

CARPENA, J. (1984)- Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes: Relation tectonique-métamorphisme. Thèse d'Etat, Univ. Paris 11, 235 p.

CARPENA, J. et CABY, R. (1983)- Mise en évidence par la méthode de trace de fission de l'âge éocène de zones ultra-mylonitiques dans le socle du Grand Paradis (Alpes Occidentales). *C.R. Acad. Sci. Paris, II*, 297 : 289-292.

CARPENA, J., POGNANTE, U. et LOMBARDO, B. (1986)- New constraints for the timing of the alpine metamorphism in the internal ophiolitic nappes from the Western Alps as inferred from fission-track data. *Tectonophysics*, 127 : 117-127.

CARRARO, F., DAL PIAZ, G.V. et SACCHI, R. (1970)- Serie di Valpelline e II zona dioritico-kinzigitico sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbanò. *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, 2 : 197-224.

CASTELLARIN, A. (1970)- Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "piataforma veneto" et "bacino lombardo" a nord di Riva del Garda. *Giorn. Geol.* (2), 38 : 11-212.

CASTELLARIN, A. (1976)- Ipotesi paleogeografica sud Bassino del flysch sudalpino cretacoico. *Boll. Soc. geol. It.*, 95 : 501-511.

CHOPIN, C. (1979)- De la Vanoise au Grand Paradis: une approche petrographique et radiochronologique de la signification de géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse 3^{ème} cycle, Paris, 145p.

CHOPIN, C. (1983)- Magnesiochloritoid, a key-mineral for the petrogenesis of high-grade pelitic blueschists. *Bull. Miner.*, 106: 705-117.

CHOPIN, C. (1984)- Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Miner. Petrol.*, 86: 107-118.

CHOPIN, C. (1985)- Les relations de phase dans les métapelites de haute pression: approche expérimentale et naturaliste, conséquences géodynamiques. Thèse d'Etat, Univ. Paris 6, 180 p.

CHOPIN, C., MONIE, P. (1984)- A unique magnesiochloritoid-bearing, high-pressure assemblage from the monte Rosa, Western Alps: petrologic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric study. *Contrib. Miner. Petrol.*, 8: 388-399.

CHOPIN, C., SCHREYER, W. (1983)- Magnesiochloritoid and magnesio-chloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am. J. Sci.* 283A: 72-96.

CHOUKROUNE, P., BALLEVRE, M., COBBOLD, P., GAUTIER, Y., MERLE, O. et VUICHARD, J.P. (1986)- Deformation and motion in the western alpine arc. *Tectonics*, 5 : 215-226.

CHOUKROUNE, P. et BRUN, J.P. (1987)- Structural constraints on displacements at orogenic belt boundaries. *Terra Cognita*, 7 : 119, abstract.

CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. et MERLE O. (1987)- Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.*, 9 : 525-530.

- COBBOLD, P.R. et GAPAIS, D. (1986)- Slip system domains. I. Plane strain kinematics of arrays of coherent band with twinned fibre orientations. *Tectonophysics*, 131 : 113-132.
- COBBOLD, P.R. et QUINQUIS, H. (1980)- Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2(1/2) : 119-126.
- COMES, J. (1975)- Tectonique alpine de la Zone Sesia en Val d'Aoste (Italie). Thèse 3e Cycle, Univ.Montpellier, 100 p.
- COMPAGNONI, R. (1977)- The Sesia-Lanzo Zone: High pressure-low temperature metamorphism in the austroalpine continental margin. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 33 (1) : 335-374.
- COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G.V., FIORA, L., GOSSO, G., LOMBARDO, B., MAFFEO, B. et WILLIAMS, P.F. (1977)- Excursion to the Sesia-Lanzo Zone and Valtournanche metamorphic ophiolites. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 33 (1) : 473-491.
- COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J., GOSSO, G., LOMBARDO, B. et WILLIAMS, P.F. (1977)- The Sesia-Lanzo Zone, a slice of continental crust, with alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 33 : 281-334.
- COMPAGNONI, R. et FIORA, L. (1977)- Hornblende-bearing metagabbros of cima della Bossola (Lower Valchiusella, Sesia Lanzo Zone). *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 33 : 439 (abstract).
- COMPAGNONI, R. et MAFFEO, B. (1973)- Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone Area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). *S.M.P.M.*, 53/3 : 355-378.
- COMPAGNONI, R., RADICATI DI BROZOLO, F. et SANDRONE, R. (1984)- Kaersutite bearing mylonitic gabbro from the Lanzo-peridotite (Western Italian Alps). *Geol. en Mijnbouw*, 63 : 189-196.
- COMPAGNONI, R. et SANDRONE, R. (1979)- Il Massiccio ultrabasico di Lanzo nel quadro del metamorfismo alpino. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 35 : 842.
- COWARD, M.P. et KIM, J.H. (1981)- Strain variation within thrust sheets. *In: Thrust and nappe tectonics*. McClay, K.R. & Price, N.J. (eds). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 9 : 275-292.
- COWARD, M.P., WINDLEY, B.F., BROUGHTON, R.D., LUFF, I.W., PETTERSON, M.G., PUDSEY, C.J., REX, D.C. et ASIF KHAN, M. (1986)- Collision tectonics in the NW Himalaya. *In: Collision tectonics*. Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 19 : 203-219.
- DAL PIAZ, G.V. (1974)- Le métamorphisme de haute-pression et basse-température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique Alpino-Apenninque (1ère partie: considérations paléogéographiques). *Boll. Soc. geol. It.*, 93 : 437-468.
- DAL PIAZ, G.V., DE VECCHI, G.P. et HUNZIKER, J.C. (1977)- The Austroalpine Layered Gabbros of the Matterhorn and Mt. Collon-Dents de Bertol. *S.M.P.M.*, 57 : 59-88.
- DAL PIAZ, G.V., ERNST, W.G. (1978)- Areal Geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the piemonte ophiolite nappe Breuil- St Jacques area, Italian Western Alps. *Tectonophysics*, 51, 99-126.
- DAL PIAZ, G.V., GOSSO, G. et MARTINOTTI, G. (1971)- La II zona diorito-kinzigitica tra la Val-Sesia e la Valle d'Ayas (Alpi Occidentali). *Mem. Soc. geol. It.*, 10 : 257-276.
- DAL PIAZ, G.V. et GOVI, M. (1965)- Osservazioni geologiche sulla "zone del Gran San Bernardo" nell "Alta Valle d'Aosta". *Boll. Soc. geol. It.*, 84, 1 : 105-130.
- DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C. et MARTINOTTI, G. (1972)- La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nord-Occidentali interne. *Mem. Soc. geol. It.*, 11 : 433-466.

DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C. et MARTINOTTI, G. (1973)- Escursion to the Sesia Zone of the Schweiz Mineralogische und Petrographische Gesellschaft, September 30th to October 3rd. S.M.P.M., 53 : 477-490.

DAL PIAZ, G.V., LOMBARDO, B. et GOSSO, G. (1983)- Metamorphism evolution of the Mt Emilius klippe (Dent Blanche nappe, western Alps). *Am. Jour. Sci.*, 283A : 438-458.

DAL PIAZ, G.V. et VENTURELLI, G. (1983)- Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi. *Mem. Soc. geol. It.*, 26 : 5-19.

DAVY, Ph. et GILLET, Ph. (1986)- The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequence. *Tectonics*, 5: 913-929.

DEBELMAS, J. et KERCKHOVE, C. (1980)- Les Alpes franco-italiennes. *Geol. Alpine*, Grenoble, 56 : 21-58.

DELOR, C., BURG, J.P., GUIRAUD, M. et LEYRELOUP, A. (1987)- Les métapelites à phengite-chloritoid-grenat-staurotide-disthène de la klippe de Najac-Carreaux: Nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 305 : 589-595.

DEWEY, J.F. et BIRD, J.M. (1970)- Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75 : 2625-2647.

DICKENSON, M.P. et HEWITT, D.A. (1986)- A garnet-chlorite geothermometer. Abstract with Programs, *Geol. Soc. Am.*, 18 : 584.

ELLIS, D.J. et GREEN, D.H. (1979)- An experimental study on the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene FeMg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71 : 13-22.

ELTER, G. (1971)- Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Geol. Alp.*, 47 : 147-169.

ELTER, G., ELTER, P., STURANI, C. et WEIDMANN, M. (1966)- Sur la prolongation du domaine ligure de l'Appenin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes Romandes et Chablaisiennes. *Arch. Sci. Genève*, 19, 3 : 279-378.

ESCHER, A., et WATTERSON, J. (1974)- Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22 : 223-231.

FIorentini POTENZA, M. (1959)- Distribuzione delle principali facies petrografiche e della radioattività nel plutone "sienitico" di Biella (Valle del Cervo). *Rend. Soc. Min. It.*, 15 : 89-132.

FLINN, D. (1965)- On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102 : 36-45.

FORNASIERO, D., CALLEGARI, E. et COMPAGNONI, R. (1984)- Studio della Zona Sesia intorno al plutone della Valle del Cervo: Conferme alla Rotazione della parte interna della Zona Sesia. 72e Congresso "Le Alpi Occidentali". *Soc. geol. It. Torino*, 12-14 sept.

FOUNTAIN, D.M. (1976)- The Ivrea-Verbanò and Strona-Ceneri Zones, Northern Italy: a cross-section of the continental crust-new evidence from seismic velocities of rock samples. *Tectonophysics*, 33 : 145-165.

FRANCHI, S. (1901)- Relazione sul rileramento compiuto per la compagna geologica del 1900 (Monte Bianco, Biellese). *Boll. R. Com. Geol.*, 32 : 37-39 (off. sect.).

FRANCHI, S. (1905)- Appunti sulla zona kinzigitica, Ivrea-Verbanò e sulle formazioni adiacenti. *Boll. R. Com. Geol.*, 36 : 270-298.

- FRANZ, G. et SPEAR, F.S. (1983)- High-pressure metamorphism of siliceous dolomites from the Central Tavern Window, Austria. *Am. Jour. Sci.*, 283 A : 396-413.
- FUDRAL, S. et DEVILLE, E. (1986)- La Zone Sesia existe-t-elle ? Nouvelles observations sur les enveloppes métasédimentaires du massif cristallin prétriasique de Sesia au Nord du Monte Ciucrin (Alpes Occidentales, région de Lanzo, Italie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, Sie II, 16 : 1021-1026.
- GALLITELLI, P. (1937)- Ricerche petrografiche sul granito di Baveno. *Mem. Soc. Tosc. di Sci. Nat.*, 46 : 150-225.
- GAMOND, J.F. (1984)- Direction de déplacement et linéation: cas de la couverture sédimentaire dauphinoise orientale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 22 : 429-436.
- GANGULY, J. et CHAKRABORTY, S. (1987)- Multicomponent cation diffusion and relaxation of composition and zoning in natural garnets. Abstract with Programs, *Geol. Soc. Amer.*, 19, 7 : 671.
- GANSSER, A. (1968)- The Insubric Line, a major geotectonic problem. *S.M.P.M.*, 48: 123-144.
- GAPPAIS, D., BALE, P., CHOUKROUNE, P., COBBOLD, P.R., MAHJOUR, Y. et MARQUER, D. (1987)- Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.*, 9 : 635-646.
- GAPPAIS, D. et COBBOLD, P.R. (1987)- Slip system domains. 2. Kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates. *Tectonophysics*, 138 : 289-309.
- GAPPAIS, D., GILBERT, E. et PECHER, A. (1984)- Structures et trajectoires de déformation dans la zone de suture de l'Indus-Tsangpo en Himalaya du Ladakh, région de la Suru. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II : 179-182.
- GASTALDI, B. (1871)- Studi geologici sulle Alpi Occidentali. Parte I. *Mem. R. Com. Geol.*, 1 : 1-47.
- GAUTHIER, Y. (1984)- Evolution structurale et métamorphique dans la région du Mont Emilius. Déformation HP-BT et déformation alpine. D.E.A., Rennes, 46 p.
- GENNARO, V. (1925)- Micascisti a piemontite nelle valli di Lanzo (Alpi piemontesi). *Rend. Accad. Naz. Lincei*, 2 : 508-510.
- GERLACH, H. (1869)- Die Penninischen Alpen. *N. Denkschrift. Allg. Schweiz. Naturf. Ges.*, 23 : 1-132.
- GEYSSANT, J. (1980)- Corrélations périadriatiques le long des Alpes orientales: rapports entre domaines austro-alpin et sud-alpin et tectogenèse crétacée. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 22 : 31-42.
- GHEENT, E.D., STOUT, M.Z., BLACK, P.M. et BROTHERS, R.N. (1987)- Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, Northern New-Caledonia. *J. Metam. Geol.*, 5 : 239-254.
- GIARAMITA, M.J. et DAY, H.W. (1987)- Kyanite-staurolite-biotite-garnet in pelitic schists: extra components and implications for buffering of fluid. *Geol. Soc. Amer.*, Abstracts with Programs, 19, 7 : 675.
- GIDON, M. (1983)- La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive: sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes Occidentales. *Géol. Alp.*, Grenoble, 58 : 53-68.
- GIESE, P. (1968)- Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. *S.M.P.M.*, 48 : 261-284.
- GIESE, P. (1978/1979)- Crustal structure of the Ivrea Zone within the frame of the alpine crustal structure. *Mem. Sc. Geol.*, 33 : 51-57.
- GIESE, P., REUTTER, K.J., JACOBSHAGEN, V. et NICOLICH, R. (1982)- Explosion seismic crustal studies in the Alpine Mediterranean region and their implications to tectonic processes. In: Berckhemer,

H. and Hsu, K.S. (eds). *Alpine-Mediterranean Geodynamics: Geodynamical Series American Geophysical Union*, 7 : 39-73.

GILLET, Ph., CHOUKROUNE, P., BALLEVRE, M. et DAVY, Ph. (1986)- Thickening history of the Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78 : 44-52.

GIRARDEAU, J., DUBUISSON, G. et MERCIER, J.C. (1986)- Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif Central français. *Bull. Soc. géol. France*, 8, II : 849-866.

GOSSO, G. (1977)- Metamorphic evolution and fold history in the eclogitic micaschists of the Upper Gressoney Valley (Sesia-Lanzo Zone, Western Alps). *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 33 (1) : 389-407.

GOSSO, G., DAL PIAZ, G.V., PIOVANO, V. et POLINO, R. (1979)- High-pressure emplacement of early-alpine nappes, post-nappe deformations and structural levels (internal N W Alps). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 32 : 3-16.

GOSSO, G., KIENAST, J.R., LARDEAUX, J.M. et LOMBARDO, B. (1982)- Replissement intense et transposition (en climat métamorphique de haute pression) des contacts tectoniques majeurs dans l'édifice supérieur des nappes alpines (Zone Sesia-Lanzo). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 294 : 343-348.

GRAMBLING, J.A. et WILLIAMS, M.L. (1987)- Manganese and the appearance of an "extra" AFM phase in low-variance, 500°C rocks at Pecos Baldy. Abstract with Programs, *Geol. Soc. Amer.*, 19, 7 : 681.

GRACIANSKY, P.C. de, BOURBON, M., CHENET, P.Y., DE CHARPAL, O. et LEMOINE, M. (1979)- Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives: marges ibériques de l'océan atlantique et marges européennes de la Téthys dans les Alpes Occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 21 : 663-674.

GREEN, T.H. et HELLMAN, P.L. (1982)- Fe-Mg partitionning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15 : 253-266.

GUIRAUD, M., BURG, J.P. et POWELL, R. (1987)- Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené. *J. Metamorphic Geol.*, 5 : 225-237.

HANDY, M.R. (1986)- The structure and rheological evolution of the Pogallo fault zone, a deep crustal dislocation in the Southern Alps of Northwestern Italy (Prov. Novara). Thesis, Basel, 327 p.

HARTE B. et HUDSON, N.F.C. (1979)- Pelite facies series and pressures of Dalradian metamorphism in E. Scotland. *In: The caledonides of the British Isles. Reviewed. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 8 : 323-337.

HOBBS, B.E., MEANS, W.B. et WILLIAMS, P.F. (1976)- An outline of structural geology. J. Wiley (ed.), Inc., 571 p.

HOLLAND, T.J.B; POWELL, R. (1985) - An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. *J. Metam. Geol.*, 3: 343-370.

HOLLAND, T.J.B; RAY, M.J. (1985)- Glaucophane and pyroxene breakdown reactions in the penninic units of the eastern Alps. *J. Metam. Geol.*, 3: 417-438.

HUNZIKER, J.C. (1974)- Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, XXXI : 1-55.

HUNZIKER, J.C. et ZINGG, A. (1980)- Lower paleozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, Northern Italy). *S.M.P.M.*, 60 : 181-213.

- HURFORD, A.J. (1986) Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Miner. Petrol.*, 92: 413-427.
- HURFORD, A.J. et HUNZIKER, J.C. (1985)- Alpine cooling history of the Monte Mucrone Eclogites (Sesia Lanzo Zone): fission track evidence. *S.M.P.M.*, 65 : 325-334.
- HY, C. (1984)- Métamorphisme polyphasé et évaluation tectonique dans la croûte continentale éclogitisée: Les séries granitiques et péelitiques du Mont Mucrone (Zone Sesia-Lanzo, Alpes Italiennes). Thèse 3e Cycle, Univ. Paris 6, 255 p.
- HY, C., KIENAST, J.R. et GOSSO, G. (1988)- Metamorphic conditions of the deformation of the eclogitic micaschists at the Monte Mucrone, Sesia Lanzo Zone, Western Italian Alps. *J. Metamorphic Geol.*, in press.
- IRVING, E., MONGER, J.W.H. et YOLE, R.W. (1980)- New paleomagnetic evidence from displaced terranes in British Columbia. *In: The continental crust and its mineral deposits. Geol. Assoc. Can., Spec. Paper*, 20 : 441-456.
- KARABINOS, P. (1985)- Garnet and staurolite producing reactions in a chlorite chloritoid schist. *Contrib. Min. Petrol.*, 90 : 262-275.
- KERCKHOVE, C. (1980)- Panorama des séries synorogéniques des Alpes Occidentales. *In: Evolution géologique de la France. Mém. BRGM*, 107 : 255. A. Autran & J. Dercourt (eds.).
- KIENAST, J.R. (1973)- Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble "schistes lustrés-ophiolites" du Val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, 276 : 2621-2624.
- KIENAST, J.R. (1983)- Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris 6, 474 p.
- KIENAST, J.R. et TRIBOULET, C. (1972)- Le chloritoïde dans les paragenèses à glaucophane, albite ou paragonite. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall.*, 95 : 565-573.
- KOONS, P.O. (1982)- An investigation of experimental and natural high-pressure assemblages from the Sesia Zone, Western Alps, Italy. Thesis, ETH Zurich, 262 p.
- KOONS, P.O. (1986)- Relative geobarometry from high-pressure rocks of quartzofeldspathic composition from the Sesia Zone, Western Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93 : 322-334.
- KOONS, P.O. et THOMPSON, A.B. (1985)- Non-mafic rocks in the greenschist, blueschist and eclogite facies. *Chem. Geol.*, 50 : 3-30.
- KOPPEL, V. (1974)- Isotopic U-Pb ages of monazites and zircons from the crust-mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri Zones (Southern Alps, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43 : 55-70.
- KOPPEL, V.H. et GRUNENFELDER, M. (1978/1979)- Monazite and zircon U-Pb ages from the Ivrea and Ceneri Zones. Abstract 2nd Symposium Ivrea Verbanò, Varallo. *Mem. Sci. Geol.*, 33 : 257.
- KORZHINSKI, D.S. (1959)- Physico-chemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. New York, Consultant Bureau Inc., 142 p.
- KROGH, E.J. et RAHEIM, A. (1978)- Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular references to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66 : 75-80.
- KRUMMENACHER, D. et EVERNDEN, J.F. (1960)- Déterminations d'âges isotopiques faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *S.M.P.M.*, 40 : 267-277.

- LANZA, R. (1977)- Palaeomagnetic data from the andesitic and lamprophyric dikes of the Sesia-Lanzo Zones (Western Alps). *S.M.P.M.*, 57 : 281-290.
- LANZA, R. (1979)- Paleomagnetic data on the andesitic cover of the Sesia Lanzo Zone (Western Alps). *Geol. Rundschau*, 68 : 83-92.
- LARDEAUX, J.M. (1981)- Evolution tectonométamorphique de la zone nord du Massif de Sesia-Lanzo (Alpes Occidentales): un exemple d'éclogitisation de croûte continentale. Thèse 3e Cycle, Univ. Paris 6, 256 p.
- LARDEAUX, J.M., GOSSO, G., KIENAST, J.R. et LOMBARDO, B. (1982)- Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la Zone de Sesia-Lanzo (Alpes Occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bull. Soc. Géol. France*, 4 : 793-800.
- LARDEAUX, J.M., GOSSO, G., KIENAST, J.R. et LOMBARDO, B. (1983)- Chemical variations in phengite micas of successive foliations within the eclogitic micaschists complex, Sesia-Lanzo Zone (Italy, Western Alps). *Bull. Min.*, 106 : 673-689.
- LARDEAUX, J.M., LOMBARDO, B., GOSSO, G. et KIENAST, J.R. (1983)- Découverte de paragenèses à ferro-omphacites dans les orthogneiss de la Zone Seisa-Lanzo septentrionale (Alpes Italiennes). *C.R. Acad. Sci. Paris, II* : 453-456.
- LATTARD, D. (1974)- Les roches du faciès schiste vert dans la Zone de Sesia-Lanzo (Alpes Italiennes). Thèse 3e Cycle, Univ. Paris 6, 76 p.
- LE GOFF, E. (1986)- Histoire structurale et métamorphique comparée de deux unités de schistes lustrés (Valtournanche, Alpes occidentales internes). DEA, Rennes, 50 p.
- LE GOFF, E., BALLEVRE, M. (1988) -Geothermobarometry in alpine garnet metagranites: thermodynamic model and natural example. *Contrib. Miner. Petrol.*, Soumis.
- LE GOFF, E., BALLEVRE, M. et KIENAST, J.R. (1986)- Relations déformation-métamorphisme dans les schistes lustrés des Alpes Occidentales (Valtournanche). 11e R.S.T., Clermont-Ferrand, Soc. Geol. France (ed.), Paris, 109 (abstract).
- LEMOINE, M. (1984)- La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales. *In: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Boillot, G. coordin., Masson (ed.), Paris, 155-248.
- LEMOINE, M. (1985)- Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspathique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. géol. France*, 8, I : 126-137.
- LEMOINE, M., BAS, Th., ARNAUD VANNEAU, A., RENAUD, H., DUMONT, Th., GIDON, M., BOURBON, M., GRAZIANSKY, P.C. de, RUDKIEWICZ, J.L., MEGARD-GALLI, J. et TRICART, P. (1986)- The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Petrol. Geol.*, 93 : 179-199.
- LIEBEAUX, C. (1975) - Caractères généraux des roches du faciès éclogite de la zone Sesia-Lanzo (Alpes Italiennes). Thèse 3^{ème} cycle, Paris VI, 89 p
- LLIBOUTRY, C. (1982)- Tectonophysique et géodynamique. Une synthèse géologie structurale - géophysique interne. Masson (eds), Paris, 340 p.
- LUGEON, M. (1901)- Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France*, (4), I : 723-825.
- LUGEON, M. et ARGAND, E. (1905)- Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 140 : 1364-1367.

- MALAVIELLE, J., LACASSIN, R. et MATTAUER, M. (1984)- Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (7) 26 : 895-906.
- MARTHALER, M. (1981)- Découverte de foraminifères planctoniques dans les "schistes lustrés" de la Pointe de Tourtemagne (Valais). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, 75 : 171-178.
- MARTHALER, M. (1984)- Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Eclogae Geol. Helv.*, 77 : 395-448.
- MASSONE, H.J. et SCHREYER, W. (1987)- Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96 : 212-224.
- MATTAUER, M. (1975)- Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28 : 144-154.
- MATTAUER, M. (1986)- Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *In: Collision tectonics*. Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 19 : 37-50.
- MATTAUER, M., COLLOT, B. et VAN DEN DRIESSCHE, J. (1983)- Alpine model for the internal metamorphic zones of the North American Cordillera. *Geology*, 11 : 11-15.
- MATTAUER, M., FAURE, M. et MALAVIELLE, J. (1981)- Transverse lineation and large scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol.*, 3 (4) : 401-409.
- MATTAUER, M. et MERCIER, J. (1980)- Microtectonique et grande tectonique. *Soc. géol. France, Mem. h.s.*, 10 : 141-161.
- MATTAUER, M., PROUST, F. et ETCHECOPAR, A. (1977)- Linéation "a" et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, 7 (4) : 841-847.
- MATTE, Ph. (1983)- Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of Western Europe. *In: Profiles of orogenic belts*. Rost, W. & Delany, M. (eds). *Geodynamic Sies, A.G.U.*, 10, 53-81.
- MATTE, Ph. (1986)- Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126 : 329-374.
- MATTE, Ph. et BURG, J.P. (1981)- Sutures, thrust and nappes in the Variscan arc of Western Europe: plate tectonic implications. *In: Thrust and nappe tectonics*. McClay, K.R. & Price, N.J. (eds). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 9 : 353-358.
- MEHNERT, K.R. (1975)- The Ivrea Zone: A model of the deep crust. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 125 : 156-199.
- MERLE, O. et BRUN, J.P. (1984)- The curved translation path of the Parpaillon Nappe (French Alps). *J. Struct. Geol.*, 6 : 711-719.
- MERLE, O., COBBOLD, P.R., SCHMID, S.M. (1988) - Tertiary kinematics in the Lepontine Dome. *In: "Alpine Tectonics"*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, in press.
- MICHEL, (1953)- Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-Italiennes). *Sciences de la Terre*, 1 (3/4): 1-290.
- MILNES, A.G. (1974)- Structure of the Pennine Zone (Central Alps): a new working hypothesis. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85 : 1727-1732.
- MINNIGH, L.D. (1978)- Petrological outline of an area near Sparone (Orco Valley, Western Italian Alps). *Leidse Geol. Medel.*, 51, 2 : 313-329.

MINNIGH, L.D. (1979)- Structural analysis of sheath-folds in a metashert from the Western Italian Alps. *J. Struct. Geol.*, 1, 4 : 275-282.

MONGER, J.W., PRICE, R.A. et TEMPELMAN-KLUIT, D.J. (1982)- Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera. *Geology*, 10 : 70-75.

MONIE, P. (1984)- Etude par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour du Mont Rose et de la Grande Kabylie. Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier, 206 p.

MULLER, S., ANSORGE, J., EGLOFF, R. et KISSLING, E. (1980)- A crustal cross-section along the Swiss geotraverse from Rhinegraben to the Po plain. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 73 : 463-483.

NICOLAS, A. (1966)- Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes Piémontaises): Tectonique et métamorphisme. Thèse Univ. Grenoble, 299 p.

NICOLAS, A. (1974)- Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises). Relation avec tectonique et métamorphismes alpins. Conséquences géodynamiques. *S.M.P.M.*, 54, 449-460

NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L. et BOUDIER, F. (1972)- Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo. *Tectonophysics*, 14 : 143-171.

NICOT, E. (1977)- Les roches méso et catazonales de la Valpelline (Nappe de la Dent Blanche, Alpes Italiennes). Thèse 3e Cycle, Univ. Paris 6, 211 p.

NOVARESE, V. (1894)- Relazione sul rilevamento eseguito nelle Alpi Occidentali (Valli dell'Orco e della Soana) nella campagna del 1893. *Boll. R. Com. Geol.*, 32 : 29-35 (off. sect.).

NOVARESE, V. (1929)- La zona del Canavese e la formazioni adiacenti. *Mem. descr. Carta Geol. It.*, 22 : 65-212.

NOVARESE, V. (1931)- La formazione dioritico-kinzigitica in Italia. *Boll. R. Uff. Geol.*, 56 : 1-62.

NOVARESE, V. (1943)- Il sistema erutivo Traversella-Biella. *Mem. descr. Carta Geol. It.*, 28 : 90.

OBERHANSLI, R., HUNZIKER, J.C., MARTINOTTI, G. et STERN, W.B. (1985)- Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: An example of eo-Alpine eclogitization of permian granitoids in the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, Italy. *Chem. Geol.*, 52 : 165-184.

OXBURG, R.E., TURCOTTE, D.L. (1974)- Thermal gradients and regional métamorphism in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps. *S.M.P.M.*, 54(2/3): 641-662.

PAQUETTE, J.L. (1987)- Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. Thèse, Univ. Rennes, 222 p.

PASSCHIER, C.W., URAI, J.L., VAN LOO, J. et WILLIAMS, P.F. (1981)- Structural geology of the Central Sesia-Lanzo Zone. *Geol. Mijnbouw*, 60 : 497-507.

PEQUIGNOT, G. (1984)- Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustrés à l'Est de Corte (Corse). II : Métamorphisme haute pression-basse température. Thèse 3e cycle, Univ. Lyon I, 107 p.

PHILIPPOT, P. et CABY, R. (1986)- Des éclogités à la rétromorphose: aspects cinématiques. Exemple du Mont Viso (Alpes Occidentales). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, II : 957-962.

PIN, C. (1986)- Datation U-Pb sur zircon à 285 Ma. du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia - Val Mustallone et âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la Zone Ivrea-Verbanò (Italie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, II : 827-830.

- PIN, C. et VIELZEUF, D. (1983)**- Granulites and related rocks in Variscan median Europe: A dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93 : 47-74.
- PLATT, J.P. et 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. *J. Struct. Geol.*, 7 : 19-35.
- POGNANTE, U., COMPAGNONI, R. et GOSSO, G. (1980)**- Micro-mesostructural relationships in the continental eclogitic rocks of the Sesia-Lanzo (Italian Western Alps): a record of a subduction cycle. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 36 : 169-186.
- POGNANTE, U., ROSLI, U. et TOSCANI, L. (1985)**- Petrology of ultramafic and mafic rocks from the Lanzo peridotite body (Western Alps). *Lithos*, 18 : 201-214.
- POGNANTE, U., TALARICO, F., RASTELLI, N. et FERRARI, N. (1987)**- High pressure metamorphism in the nappes of the Valle dell'Orco traverse (Western Alps collisional belt). *J. Metamorphic Geol.*, 5 : 397-414.
- PORODA, H. (1967)**- Zur dentung der "Rimella-Schiefer" (Canavese-Zone, Alpen). *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 128 : 299-328.
- POWELL, C. McA et CONAGHAN, P.J. (1973)**- Plate tectonics and the Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20 : 277-311.
- PRESNALL, D.C. (1980)**- A double partial melt zone in the mantle beneath mid ocean ridges. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23 : 103-111.
- QUINQUIS, H., AUDREN, Cl. BRUN, J.P. et COBBOLD, P.R. (1978)**- Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273 : 43-45.
- QUINQUIS, H. et CHOUKROUNE, P. (1981)**- Les schistes bleus de l'Ile de Groix dans la chaîne hercynienne: implications cinématiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 23 : 409-418.
- RAMSAY, J.G. (1967)**- Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New-York, 568 p.
- RAMSAY, J.G. et GRAHAM, R.H. (1970)**- Strain variation in shear belts. *Can J. Earth Sci.*, 7 : 786-813.
- RAO, B.B. et JOHANNES, W. (1979)**- Further data on the stability of staurolite + quartz and related assemblages. *N. Jb. Miner. Abh.*, H 10: 437-447.
- RAOULT, J.F. (1986)**- Le problème des microfaunes attribuées au Crétacé supérieur dans les schistes lustrés piémontais (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, 18 : 1679-1684.
- REINECKE, T. et FRANZ, G. (1987)**- Formation of zincian spinel, ilmenite and staurolite in low to medium-grade metapelites. *Terra Cognita*, 7 : 287 (abstract).
- REINHARD, M. (1964)**- Uber das Grundgebirge des Sotto Ceneri im Süd Tessin und die darin auf tretenden Ganggesteine. *Beitr. Geol. Karte. Schweiz.*, N.F., 117 : 1-89.
- REINHARDT, B. (1966)**- Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. Novara, Italien). *S.M.P.M.*, 46 : 553-678.
- REINSCH, D. (1977)**- High pressure rocks from Val Chiusella (Sesia Lanzo Zone, Italian Alps). *N. Jb. Miner. Abh.*, 130 : 89-102.
- REINSCH, D. (1979)**- Glaucophanites and eclogites from Val Chiusella, Sesia-Lanzo Zone (Italian Alps). *Contrib. Miner. Petrol.*, 70 : 257-266.

- REYNARD, B. et GILLET, Ph. (1987)- Defect structures in naturally deformed glaucophanes: a TEM study. *Terra Cognita*, 7 : 260 (abstract).
- RICHARDSON, S.W. (1968)- Staurolite stability in a part of a system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrology*, 9: 467-499.
- RICOU, L.E. (1984)- Les Alpes occidentales: Chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. France*, 5 : 861-874.
- RICOU, L.E. et SIDDANS, A. (1986)- Collision tectonics in the Western Alps. *In: Collision tectonic*. Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 19 : 229-244.
- RIVALENTI, G., GARUTI, G. et ROSSI, A. (1975)- The origin of the Ivrea-Verbanò Basic formation (Western Italian Alps). Whole rock geochemistry. *Boll. Soc. géol. It.*, 94 : 1149-1186.
- ROST, F., WANNEMACHER, J. et JOHANN, A. (1978/1979)- Garnet ultramafites in the Ivrea-Zone and other crystalline zones along the Periadriatic Lineament. *Mem. Sc. Geol.*, 33 : 183-192.
- RUBIE, D.C. (1984)- A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia-Zone, Western Alps. *Jour. Geol.*, 92 : 21-35.
- SANDERSON, D.H. (1982)- Models of strain variation in nappes and thrust sheet: a review. *Tectonophysics*, 88 : 201-233.
- SANDRONE, R. et COMPAGNONI, R. (1983)- P-T conditions for early-Alpine eclogitic re-equilibration in the Lanzo peridotite and in the metaophiolites of Valli di Lanzo (Internal Piemontese Zone). *Terra Cognita*, 3 : 190 (abstract).
- SCHEURING, B., AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C. et ZINGG, . (1974)-Paleobotanical and geochronological evidence for the alpine age of metamorphism in the Sesia-Zone. *Geologisch Rundschau*, 63 : 305-326.
- SCHLIESTEDT, M. (1986)- Eclogite-blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in the high-pressure metabasic rocks of Sifnos (Cycladic Islands), Greece. *J. Petrology*, 27 : 1437-1459.
- SCHMID, R. (1967)- Zur petrographie und struktur der Zone Ivrea-Verbanò zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). *S.M.P.M.*, 47 : 935-1117.
- SCHMID, R. (1978/1979)- Are the metapelites of the Ivrea-Verbanò zone restites ? *Mem. Sci. Geol.*, 33 : 67 (abstract).
- SCHMID, S.M., AEBLI, H.R. et ZINGG, A. (1988)- The role of the periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. *In: Alpine tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, in press.
- SCHMID, R. et WOOD, B.J. (1976)- Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbanò Zone (Northern Italy). *Contr. Mineral. Petrol.*, 54 : 255-279.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. et HANDY, M. (1987)- The kinematics of movements along the insubric line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics*, 135 : 47-66.
- SCHONEVELD, C. (1977)- A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. *Tectonophysics*, 39 : 453-471.
- SHACKELTON, R.H. (1986)- Precambrian collision tectonics in Africa. *In: Collision tectonics*. Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 19 : 329-349.
- SHACKELTON, R.H. et RIES, A.C. (1984)- The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *J. Struct. Geol.*, 6 : 111-117.

- SHERVAIS, J.W. (1979)- Thermal emplacement model for the alpine lherzolite massif at Balmuccia, Italy. *J. Petrol.*, 20 : 795-820.
- SIDDANS, A.W.B. (1983)- Finite strain patterns in some alpine nappes. *J. Struct. Geol.*, 5 : 441-448.
- SILLS, J.D. (1984)- Granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone, N.W. Italy. *S.M.P.M.*, 64 : 169-191.
- SPALLA, M.I., DE MARIA, L., GOSSO, G., MILETTO, M. et POGNANTE, U. (1983)- Deformazione e metamorfismo della Zona Sesia-Lanzo meridionale al contatto con la falda piemontese e con il massiccio di Lanzo, Alpi Occidentali. *Mem. Soc. geol. It.*, 26 : 499-514.
- SPEAR, F.S. et FRANZ, G. (1986)- P-T evolution of metasediments from the eclogite zone, south-central Tavern Window, Austria. *Lithos*, 19 : 219-234.
- SPEAR, F.S. et SELVERSTONE, J. (1983)- Quantitative P-T paths from zoned minerals: Theory and tectonic applications. *Contrib. Min. Petrol.*, 83, 348-357.
- SPRY, A. (1963)- Origin and significance of snowball structure in garnet. *J. Petrol.*, 4 : 211-222.
- STAUB, R. (1924)- Der Bau der Alpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 52, Bern, 272 p.
- STOCKERT, B., JAGER, E. et VOLL, G. (1986)- K-Ar age determinations on phengites from the internal part of the Sesia Zone, Western Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92 : 456-470.
- TAPPONNIER, P. (1977)- Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France*, 19 : 437-460.
- TAPPONNIER, P. et MOLNAR, P. (1976)- Slip line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264 : 319-324.
- TAPPONNIER, P., PELTZER, G. et ARMIJO, R. (1986)- On the mechanism of the collision between India and Asia. *In: Collision tectonics*. Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds). *Geol. Soc., Spec. Publ.*, 19 : 115-157.
- TAKAMASHI, E. et KUSHIRO, I. (1983)- Melting of a dry peridotite at high pressure and basalt magma genesis. *Amer. Mineral.*, 68 : 859-879.
- THOMPSON, A.B. (1976)- Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. Journ. Sci.*, 276 : 425-454.
- THOMPSON, A.B., TRACY, R.J., LYTTLE, P.T. et THOMSON, J.B. (1977)- Prograde reactions histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Guassetts schist, Vermont. *Am. Journ. Sci.*, 277, 9 : 1152-1167.
- THOMPSON, J.B. (1957)- The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Min.*, 42 : 842-858.
- THOMPSON, J.B. (1972)- Oxides and sulfides in regional metamorphism of pelitic schists. *Intern. Geol. Congress, 24th*, Montreal, Quebec, Proc. Sect., 10 : 27.
- THOMSON, A.B. et ENGLAND, P.C. (1984)- Pressure-temperature - time paths of regional metamorphism of the continental crust. II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.*, 25 : 929-955.
- TRIBOULET, C. (1974)- Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (Morbihan, France): étude minéralogique et pétrogénétique. *Contrib. Miner. Petrol.*, 45 : 65-90.

VAN DEN DRIESSCHE, J. (1986)- Cinématique de la déformation ductile dans la Cordillère canadienne: relations chevauchements-décrochements. *Bull. Soc. géol. France*, (8) : 911-920.

VAN DER VOO, R. et CHANNELL, S.E.J. (1980)- Paleomagnetism in orogenic belts. *Rev. Geoph. Sp. Phys.*, 18 : 455-481.

VAN DER VOO, R., JONES, M., GROMMES, C.S., EBERLEIN, G.D. et CHURKIN, M. (1980)- Paleozoic paleomagnetism and northernward drift of the Alexander terrane, southern Alaska. *J.G.R.*, 85 : 5281-5296.

VELDE, B. (1967)- Note sur un micaschiste à chloritoïde et glaucophane de l'île de Groix, Morbihan. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristall.*, XC : 265-266.

VELDE, B. (1967)- Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 14 : 250-258.

VELDE, B. et KIENAST, J.R. (1973)- Zonéographie du métamorphisme de la zone de Sesia Lanzo (Alpes piémontaises) et des omphacites et grenats des micaschistes écolitiques à la microsonde électronique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276 : 1801-1804.

VIELZEUF, D. (1980)- Pétrologie des écaïlles granulitiques de la région de Lherz (Ariège, zone nord-pyrénéenne). Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (Alm-Pyr) - feldspath potassique. Thèse Doct., Univ. Clermont-Ferrand, 240 p.

VIELZEUF, D. et BOIVIN, P. (1981)- Programme de calcul pour l'élaboration d'une grille pétrogénétique. 1ère partie: équilibrage, calcul de DV et DS et pente des réactions. *Sie Doc. n° 2*, Clermont-Ferrand, 26 p.

VIELZEUF, D. et BOIVIN, P. (1984)- Algorithm for the construction of petrogenetic grids: application to some equilibria in granulitic paragneiss. *Am. J. Sci.*, 284 : 760-791.

VIELZEUF, D., BOIVIN, P. et BERNARD, M. (1982)- Programme de calcul pour l'élaboration d'une grille pétrogénétique. 2ème partie: traçage direct des points invariants et de la grille sur table traçante. *Sie Doc. n° 3*, Clermont-Ferrand, 40 p.

VUICHARD, J.P. (1986)- Cinématique éoalpine et alpine en Zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 1333 - 1338.

VUICHARD, J.P. (1987)- The Sesia-Lanzo Zone (Internal Western Alps): a result of a two-stages stacking of three units. *Terra Cognita*, 7 (2/3): 95 (abstract).

VUICHARD, J.P. (1987)- Conditions P-T du métamorphisme antéalpin dans la "seconde zone diorito-kinzigitique" (zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales). *S.M.P.M.*, 67, 257 - 271.

VUICHARD, J.P. et BALLEVRE, M. (1988)- Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metapelites. *J. Metamorphic Geol.*, 6, in press.

WILLIAMS, P.F. et COMPAGNONI, R. (1983)- Deformation and metamorphism in the band area of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, during subduction and uplift. *Jour. Metamorphic Geol.*, 1 : 117-140.

WINTERER, E.L. et BOSELLINI, A. (1981)- Subsidence and sedimentation on jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, 65/3 : 394-420.

WIRTH, R. (1995)- Dehydration and thermal alteration of white mica (phengite) in the contact aureole of the Traversella Intrusion. *N. Jb. Min. Abh.*, 152, 1 : 101-112.

WIRTH, R. (1986)- Thermal alteration of glaucophane in the contact aureole of the Traversella Intrusion (N-Italy). *N. Jb. Min. Abh.*, 154 : 193-205.

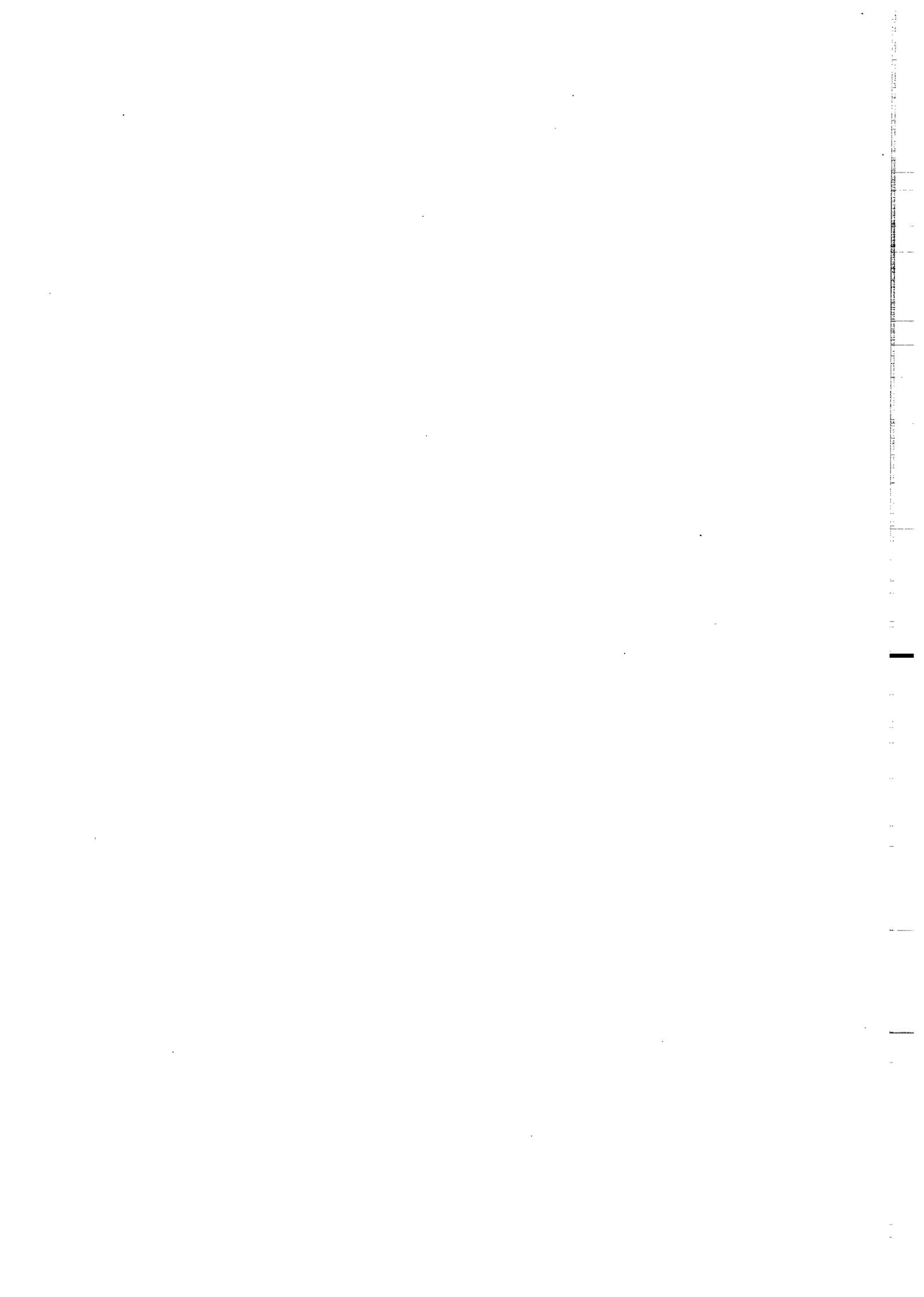
WOZNIAK, J. (1979)- Quelques observations sur les relations structurales entre le Massif de Lanzo et le Massif de Sesia. C.R. Acad. Sci. Paris, Sic D, 289 : 457-460.

ZAMBONINI, F. (1922)- Ardennite di Ceres in Val d'Ala. Rend. Acc. Naz. Lincei, 31 : 147-151.

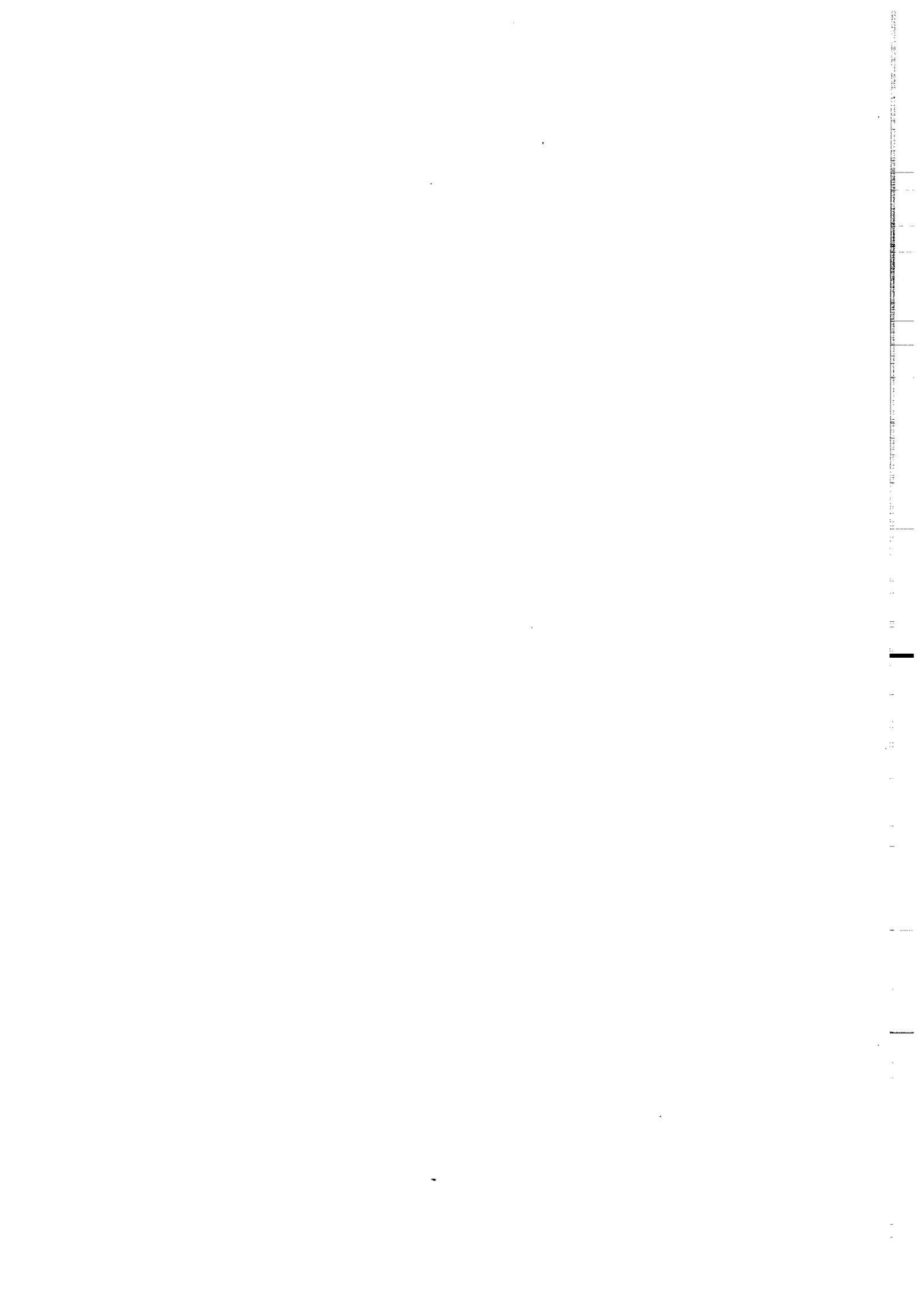
ZINGG, A. (1980)- Regional metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N-Italy): Field and microscopic investigations. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 60 : 153-170.

ZING, A. (1983)- The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy). A review. S.M.P.M., 63 : 361-392.

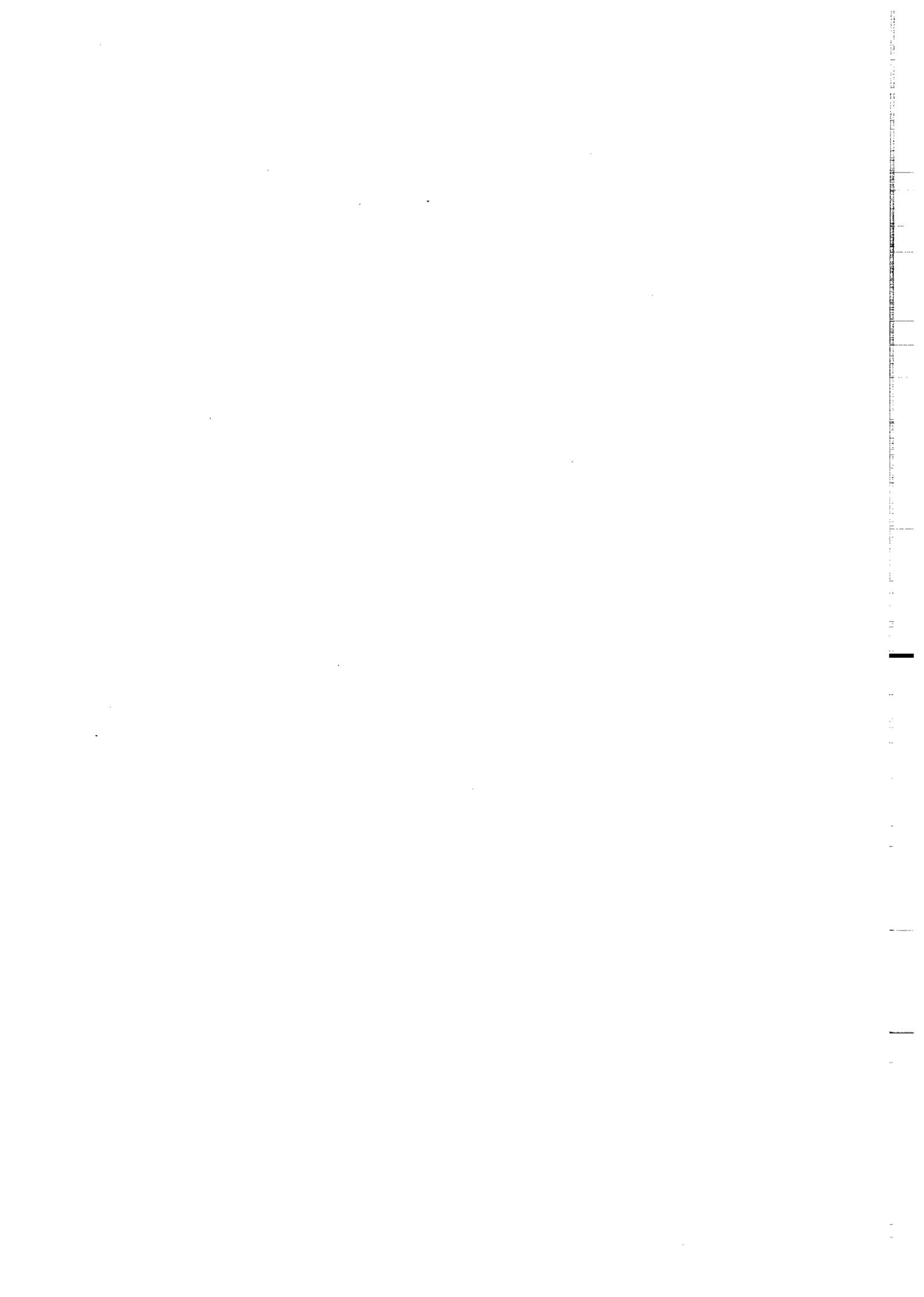
ZING, A., HUNZIKER, J.C., FREY, M. et AHRENDT, M. (1976)- Age and degree of metamorphism of the Canavese Zone and of the sedimentary cover of the Sesia-Zone. S.M.P.M., 56 : 361-375.



ANNEXES



ANNEXE I:
LA NAPPE DE LA "DENT BLANCHE" (ALPES OCCIDENTALES): DEUX
UNITES AUSTROALPINES INDEPENDANTES



Eclogae geol. Helv.	Vol. 79	Nr. 1	Pages 57-74	Bâle, avril 1986
---------------------	---------	-------	-------------	------------------

**Publié avec l'aimable autorisation
de ECLOGAE GEOL. HELV.**

La «nappe de la Dent-Blanche» (Alpes occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes

Par MICHEL BALLÈVRE¹⁾, JEAN-ROBERT KIENAST²⁾ et JEAN-PAUL VUICHARD¹⁾

RÉSUMÉ

Dans les Alpes occidentales, le domaine austroalpin comprend la zone Sesia-Lanzo et la «nappe de la Dent-Blanche». Dans cette dernière, des observations nouvelles (écaillés d'Étirol-Levaz et «klippes» au sud du val d'Aoste) et les données publiées permettent de distinguer deux unités indépendantes.

L'unité inférieure (écaillés d'Étirol-Levaz, «klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton) est constituée de socle granulitique antéalpin, qui a subi un métamorphisme écolitique d'âge éoalpin (Crétacé). Cette unité chevauche la zone de Zermatt-Saas Fee et est préservée sous le contact basal de la zone du Combin.

L'unité supérieure (klippes de la Dent-Blanche, du Mont Mary et du Pillonet), où le métamorphisme écolitique éoalpin est absent, repose sur la zone du Combin. Cette unité comprend, outre des séries de couverture mésozoïque, la série de Valpelline (socle antéalpin granulitique, faible déformation alpine) et la série d'Arolla (granitoïdes et série sédimentaire d'âge Paléozoïque supérieur, intense déformation alpine).

La distinction de ces deux unités contraint les modèles possibles de structure de la croûte austroalpine avant la collision et les modalités de la déformation de cette croûte.

ABSTRACT

The Austroalpine domain of the Western Alps comprises the Sesia-Lanzo zone and the "Dent-Blanche nappe". New observations within the Aosta valley and other published data show that the "Dent-Blanche nappe" consists in fact of two independent units.

The lower unit (Étirol-Levaz slices, Emilius, Glacier-Rafray and Torre Ponton "klippen") is made of prealpine granulitic basement rocks. It is affected by an eclogitic metamorphism of eoalpine age (Cretaceous) and is located at the boundary between the Zermatt-Saas Fee and the Combin units.

The upper unit (Dent-Blanche, Mont Mary and Pillonet klippen) overthrusts the Combin unit and is characterized by a lack of eoalpine eclogitic metamorphism. It comprises a) mesozoic sedimentary cover, b) the Valpelline series, i.e. prealpine granulitic basement rocks with low alpine strains, and c) the Arolla series, i.e. granitoid and cover rocks of Upper Paleozoic age with high alpine strains.

The different history of these two units imposes constraints on a) the structure of the Austroalpine crust before collision and b) the deformation history of this crust.

Introduction

Dans les Alpes occidentales sont classiquement attribués au domaine austroalpin la zone Sesia-Lanzo d'une part et un ensemble de «klippes» qui constituent la «nappe de la Dent-Blanche» d'autre part. Notre propos est ici de montrer que la «nappe de la

¹⁾ Laboratoire de Géologie Structurale, CAESS (CNRS), Université de Rennes I.

²⁾ Laboratoire de Pétrologie Métamorphique, CNRS, Université de Paris VI.

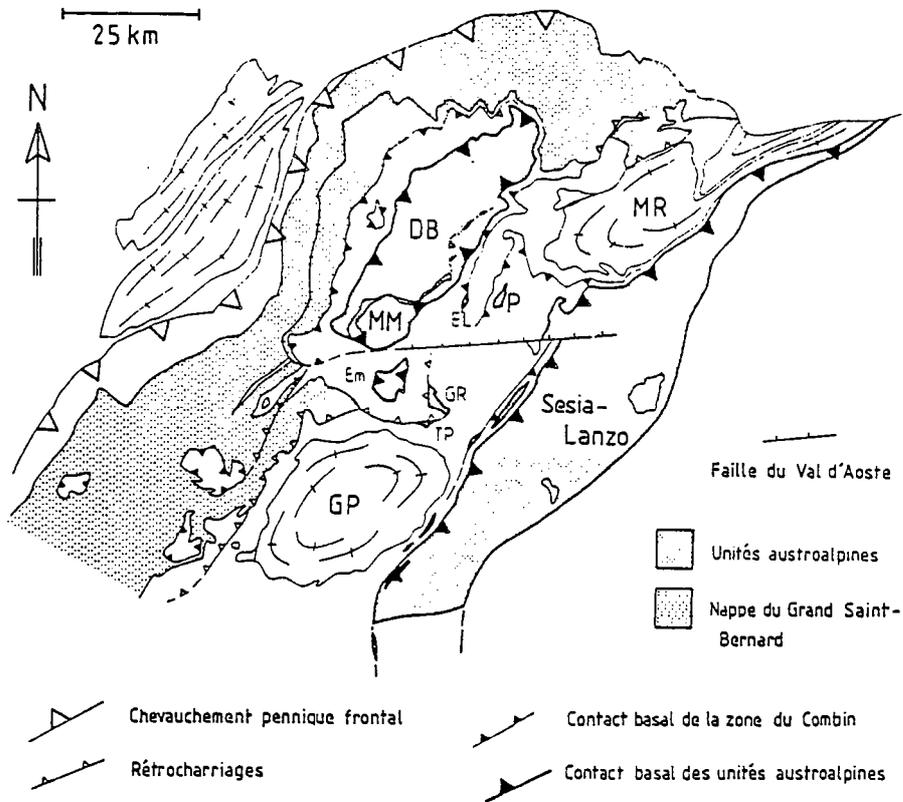


Fig. 1. Schéma structural des Alpes nord-occidentales (modifié d'après HERMANN 1938). MR: Mont-Rose; GP: Grand Paradis. «Nappe de la Dent-Blanche»: unité supérieure (DB: Dent-Blanche, MM: Mont Mary, P: Pillonet), unité inférieure (EL: Etirol-Levaz, EM: Emilius, GR: Glacier-Rafray, TP: Torre Ponton).

Dent-Blanche» doit être subdivisée en deux unités indépendantes, qui diffèrent fondamentalement par leur histoire tectonométamorphique alpine. Nous envisagerons en conclusion les conséquences structurales sur l'histoire de la collision alpine que cette subdivision entraîne.

Dans les Alpes nord-occidentales (fig. 1), les «klippes» de la «nappe de la Dent-Blanche» appartiennent en fait à deux ensembles qu'opposent constitution lithologique, histoire métamorphique et position structurale.

Le premier ensemble, que nous nommerons unité supérieure, n'est connu qu'au nord du val d'Aoste, où il rassemble les klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary et du Pillonet. Le deuxième ensemble (unité inférieure) comprend, au sud du val d'Aoste, les «klippes» du Mont Emilius, Mont Glacier-Mont Rafray et de la Torre Ponton. Bien que le terme de klippe soit inexact pour ces trois dernières unités (cf. infra), nous le conserverons par commodité.

Par souci de simplification, nous avons exclu de notre discussion les intercalations gneissiques à affinités austroalpines du val Susa (POGNANTE 1983) ainsi qu'un certain nombre d'écaillés de dimensions restreintes dont l'attribution au domaine austroalpin est encore problématique (Brissogne, Châtillon-St Vincent ...).

1. L'unité supérieure

1.1 Constitution lithologique

Dans les différentes klippes de l'unité supérieure sont distingués un socle paléozoïque et une couverture mésozoïque.

Le socle antéalpin comprend classiquement deux «séries» (ARGAND 1909):

La «série de Valpelline» comprend des paragneiss (parmi lesquels des faciès «kinzigiti-ques»), des marbres et des metabasites, qui tous présentent de belles paragenèses en faciès granulite ou amphibolite de haut grade (NICOT 1977). Ce métamorphisme antéalpin pourrait, par comparaison avec la zone d'Ivrée, être ordovicien (discussion dans ZINGG 1983, p. 380-382).

La «série d'Arolla» est essentiellement constituée de termes orthodérivés variés (granites à diorites), dont l'encaissant serait représenté par des schistes et gneiss paradérivés. A l'exception des reliques magmatiques des faciès orthodérivés, aucun minéral antéalpin n'a été observé, ce qui suggère le caractère monométamorphique et l'âge Paléozoïque supérieur de cette série (THÉLIN & AYRTON 1983).

La couverture mésozoïque est connue dans la klippe du Pillonet (DAL PIAZ 1976) et dans celle de la Dent-Blanche-Mont Mary. Dans cette dernière sont distinguables deux types de séries sédimentaires:

La série du Mont Dolin (HAGEN 1948, WEIDMANN & ZANINETTI 1974, AYRTON et al. 1982) comprend, au-dessus d'un niveau de décollement basal (cargneules), des carbonates triasiques et liasiques puis de fortes épaisseurs de brèches monogéniques puis polygéniques (aux dolomies du Trias s'ajoutent des quartzites et des gneiss de la «série d'Arolla»).

La «zone de Roisan» est caractérisée par l'absence, à la base de la série, de quartzites et d'argilites et évaporites. Au Trias carbonaté (à Diplopores) font suite des calcschistes dont la base (Lias?) contient de rares Bélemnites et des niveaux brêchiques monogéniques à clastes dolomitiques. La série se complète localement (au nord-ouest du lac de Cignana, en rive droite du Valtournanche) par des microquartzites rubanés, à niveaux manganésifères, ferrugineux et phosphatés, qui peuvent être interprétés comme des faciès pélagiques. Les metabasites sont totalement absentes à de rares exceptions près (prasinites stratiformes du Château des Dames).

1.2 Histoire tectono-métamorphique

Les observations disponibles, bien que fragmentaires, permettent de discuter trois problèmes majeurs:

1. Au contact entre les séries d'Arolla et de Valpelline, la présence de zones mylonitiques, à la fois dans les klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary (STUTZ & MASSON 1938; DIEHL et al. 1952) et du Pillonet (DAL PIAZ 1976; VOGLER 1984) démontre que ces deux «séries» sont des unités tectoniques en contact anormal, dont la superposition appartient à l'histoire alpine. La couverture mésozoïque paraît ou décollée (Mont Dolin) ou adhérente («zone de Roisan») au socle paléozoïque: elle n'est jamais en contact avec la «série de Valpelline», dont elle est toujours séparée par des écailles mylonitisées d'orthogneiss de type Arolla.

La «zone de Roisan» est traditionnellement utilisée en tant que limite entre les klippes de la Dent-Blanche et du Mont Mary et est «reliée» à ses deux extrémités à la zone du

Combin. Le Mésozoïque met en fait en évidence l'existence de charriages mineurs entre unités de socle austroalpin, ces charriages étant eux-mêmes localement plissés et écaillés, en particulier au nord du secteur considéré (Punta Cian, Château des Dames, etc.) (ELTER 1960; DAL PIAZ 1976). Dans cette région au moins, la distinction des deux klipptes perd toute signification. Il nous paraît également nécessaire de souligner que jamais les séries mésozoïques des zones de Roisan et du Combin ne peuvent être « reliées »: elles ne sont ni physiquement continues, ni lithologiquement semblables.

2. Aucune association éclogitique n'a jamais été observée dans les klipptes de l'unité supérieure.

Dans la série de Valpelline, KIENAST & NICOT (1971) ont décrit une paragenèse à chloritoïde-disthène à laquelle ils ont attribué un « âge probable alpin ». Cette hypothèse doit être aujourd'hui abandonnée.

Dans la série d'Arolla, plusieurs auteurs ont mentionnés la présence d'amphiboles « bleues » (dans la klippe de la Dent-Blanche: AYRTON et al. 1982; dans la klippe du Pillonet: DAL PIAZ 1976; VOGLER 1984) et d'un pyroxène « verdâtre » (AYRTON et al. 1982). En l'absence d'étude pétrologique détaillée (la seule analyse disponible (VOGLER 1984) est celle d'une crossite), nous pensons que ces phases précoces appartiennent à la transition entre les faciès schiste bleu et schiste vert (associations à albite + chlorite + glaucophane/crossite + épidote ± pyroxène aegyrienne dans les metabasites).

Dans le Mésozoïque est signalée au Mont Dolin une « amphibole bleue (mauve) » (AYRTON et al. 1982). J. R. Kienast a découvert, dans les microquartzites rubanés (au-dessus du lac de Cignana), une paragenèse à crossite, spessartine, apatite et hématite. Les rares metabasites observées sont en faciès schiste vert.

Ces observations, si elles excluent totalement l'existence d'un métamorphisme éclogitique dans l'unité supérieure, montrent la nécessité de définir, sur la base d'études pétrologiques détaillées, les conditions du métamorphisme alpin dans les différentes séries: seuls la série d'Arolla et le Mésozoïque semblent avoir subi un métamorphisme à la limite entre les faciès schiste bleu et schiste vert.

3. Sans préjuger des relations originelles entre séries mésozoïques et socles antéalpines (les séries mésozoïques ne semblent toutefois pas pouvoir reposer directement sur un socle antéalpin de type Valpelline), il apparaît dès maintenant que « série de Valpelline » et « série d'Arolla » constituent des unités dont l'histoire tectonométamorphique alpine est fondamentalement différente.

Dans la « série de Valpelline », l'intensité de la déformation alpine, en dehors de zones de cisaillement étroites et localisées, est nécessairement faible, eu égard à l'abondante préservation des structures antéalpines syngranulite ou amphibolite faciès.

Ceci est en accord avec les âges Rb/Sr et K/Ar sur biotite (200–180 ma) et K/Ar sur muscovite (environ 135 ma) (HUNZIKER 1974) qui soulignent la faiblesse des influences thermiques alpines et les analogies avec l'histoire de la zone d'Ivrea (cf. ZINGG 1984).

Dans la « série d'Arolla », la déformation alpine est intense, bien qu'hétérogène, comme le montrent la présence de faciès orthodérivés non déformés dans les granites (par ex. ARGAND 1909) et les gabbros (DAL PIAZ et al. 1977): elle est caractérisée par une foliation subhorizontale, qui porte une linéation d'étirement de direction NNW–SSE (au Mont Dolin AYRTON et al. 1982) à NW–SE (au Pillonet DAL PIAZ & SACCHI 1969, DAL PIAZ 1976, VOGLER 1984).

Cette déformation est synchrone du développement de paragenèses du faciès schiste vert ou, pour les étapes précoces, de la transition schiste bleu-schiste vert. Ce métamorphisme alpin, d'âge non déterminé (HUNZIKER 1984, p. 25), est classiquement attribué à l'événement lépontin = alpin s.s. (environ 40 ma) par comparaison avec les gneiss minuti de la zone Sesia-Lanzo.

1.3 Position structurale

Toutes les klippe austroalpines de l'unité supérieure reposent en contact anormal sur la zone du Combin, dont il apparaît nécessaire de discuter ici brièvement la signification.

Pour ARGAND (1909), la zone du Combin regroupe l'ensemble des «schistes lustrés» entre Grand St-Bernard et Dent-Blanche: c'est dans ce sens que zone du Combin a été utilisé par ELTER (1972). Une autre acception est cependant devenue aujourd'hui classique: en Valais et Valtournanche peuvent être définies deux unités majeures de «schistes lustrés» que distinguent constitution lithologique (BEARTH 1964; DAL PIAZ 1965) et histoire métamorphique (DAL PIAZ et al. 1972, p. 452; KIENAST 1973). Les principaux caractères de ces deux unités peuvent être résumés ainsi (CABY et al. 1978, DAL PIAZ & ERNST 1978):

1. L'unité inférieure (*zone de Zermatt-Saas Fee*), en contact anormal sur la nappe du Mont Rose, comprend des écailles de matériel océanique (prédominance des ultrabasites ± serpentinisées, gabbros et basaltes sur les calcschistes), ayant subies un métamorphisme éclogitique d'âge éoalpin (Crétacé supérieur).

2. L'unité supérieure (*zone du Combin*), en contact anormal sur la zone de Zermatt-Saas Fee, est essentiellement constituée de séries mésozoïques qui:

- se sont déposées sur le socle continental de la paléomarge européenne (DAL PIAZ et al. 1972) ou «sud-alpine» (CABY et al. 1978),
- contiennent une faible proportion de «roches vertes» de signification problématique (intercalations détritiques, écailles et/ou olistolithes),
- ont subies au cours de l'histoire alpine un seul métamorphisme en faciès schiste vert, auquel est attribué, par comparaison avec la série d'Arolla et les gneiss minuti de la zone Sesia-Lanzo, un âge «lépontin», c'est-à-dire alpin s.s. (aux environs de 40 ma).

Une telle bipartition des «schistes lustrés» ne saurait toutefois être étendue au sud du val d'Aoste sans précautions:

La zone du Combin rassemble en fait des unités de couverture mésozoïque qui peuvent s'être déposées sur un socle continental (de l'une ou l'autre des deux paléomarges) ou sur un socle océanique (CABY 1981, AYRTON et al. 1982, BALDELLI et al. 1983, MARTHALER 1981, 1984). Certaines séries de «schistes lustrés» continentaux ont fourni des microfaunes d'âge Crétacé supérieur (MARTHALER 1981, 1984). L'hétérogénéité de la zone du Combin en Valais est connue depuis ARGAND (1909).

Malgré cette hétérogénéité, toutes les unités de la zone du Combin présentent une caractéristique commune: l'absence de reliques de paragenèses éclogitiques. Ce point nécessite, pour éviter toute ambiguïté, une discussion soignée.

Les associations métamorphiques décrites proviennent en général de milieux manganesifères (DAL PIAZ et al. 1979, CABY 1981, BALDELLI et al. 1983). Certains auteurs ont néanmoins signalé la présence de reliques de «glaucophane» (CABY 1981) ou d'une

«amphibole bleue» et d'un «pyroxène faiblement coloré de nature métamorphique» (AYRTON et al. 1982) dans des prasinites.

Ces associations, plus que les témoins d'une phase précoce en faciès schiste bleu, nous paraissent devoir être attribuées à la transition entre les faciès schiste bleu et schiste vert. Nous soulignerons à ce sujet l'absence d'observations de lawsonite ou de pseudomorphoses de lawsonite dans les calcschistes, telles que celles des unités en faciès schiste bleu du Queyras (CARON 1974) ou de Corse (SICARD et al. 1983) par exemple.

2. L'unité inférieure

2.1 Constitution lithologique et histoire métamorphique

a) Caractères généraux

L'unité inférieure est essentiellement constituée de micaschistes paradérivés, dans lesquels s'observent des lentilles de marbres et de metabasites. Toutes ces lithologies présentent, dans la «klippe» du Mont Emilius, des reliques de paragenèses antéalpines de haut grade (BEARTH et al. 1980, DAL PIAZ et al. 1983). Les mêmes auteurs ont signalé l'existence locale de discordances entre filons leucogranitiques et litage antéalpin.

Ces observations démontrent que l'unité inférieure est constituée d'un socle polymétamorphique (à reliques de haut grade d'âge hercynien ou anté-hercynien), qu'intrudent des filons aplitiques et granitiques d'âge probable hercynien ou tardi-hercynien.

Dans toutes les «klippes» ont été observées des reliques de paragenèses éclogitiques, d'âge probable éoalpin. Les conditions P-T du métamorphisme éclogitique (11-13 kbar, env. 450 °C) et l'histoire P-T (décompression isotherme) ont été précisées par DAL PIAZ et al. (1983) dans la «klippe» de l'Emilius, où les associations de HP sont bien conservées. Dans les autres klippes (Glacier-Rafray: DAL PIAZ & NERVO 1971, DAL PIAZ et al. 1980 - Torre Ponton: NERVO & POLINO 1976 et infra), les associations éclogitiques sont en général fortement rétro-morphosées.

b) Les écaillés d'Etiroi-Levaz (fig. 2)

Les écaillés d'Etiroi-Levaz sont des écaillés de socle antéalpin, de faibles dimensions, qui affleurent en rive gauche du Valtournanche, au-dessous de contact basal subhorizontal de la zone du Combin. Bien que connues depuis les levers des géologues italiens au début du siècle (Carta Geologica d'Italia 1:100 000 Monte Rosa, 1912), elles n'ont jamais fait l'objet de descriptions détaillées: aussi résumons-nous ci-dessous les principales observations de KIENAST (1983), qui démontrent l'appartenance de ces écaillés au socle austroalpin d'une part, à l'unité inférieure d'autre part.

1. Les écaillés d'Etiroi-Levaz sont constituées des mêmes associations lithologiques que les «klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton: seuls manquent les marbres. La présence de «gneiss pipernoïdes» (cf. AMSTUTZ 1962) souligne les analogies avec l'Emilius. A cela s'ajoute la découverte de métagabbros granulitiques alumineux et magnésiens, sur lesquels nous reviendrons.

2. Des reliques antéalpines n'ont été observées que dans les métapélites. Les plus fréquentes sont celles de grenat: celui-ci, de grande taille, est entouré d'une couronne de grains

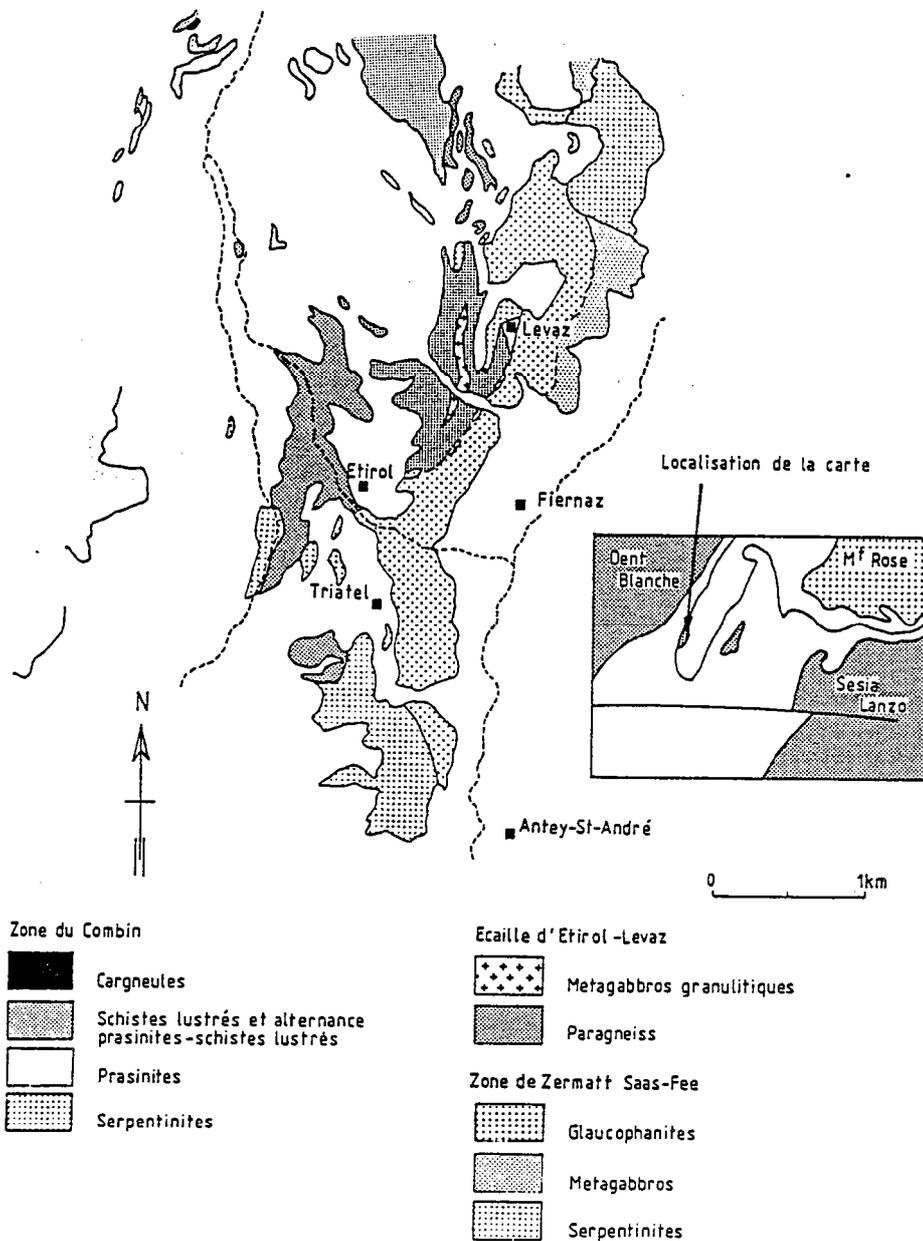


Fig. 2. Carte géologique des écaïlles d'Etirol-Levaz (d'après les levés de J. R. Kienast).

néoformés, de petite taille, dont la composition est nettement différente (enrichissement en Ca et Mn). Plus rares sont les pseudomorphoses de biotites en chlorites: des premières ne subsistent que les traces épitaxiales des anciennes inclusions de rutile (sagenite).

3. Le métamorphisme éclogitique transforme:

- les metabasites en éclogites (grenat + omphacite + glaucophane + rutile),
- les métapélites en micaschistes éclogitiques (quartz + phengite + grenat + omphacite) ou micaschistes à chloritoïde (quartz + phengite + paragonite + grenat + chloritoïde) en fonction de leur composition chimique.

4. Les *métagabbros* présentent des reliques d'associations à plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle: sont en outre observables des faciès cumulatifs à orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle et des faciès leucocrates à plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène. Ces métagabbros n'appartiennent pas aux unités océaniques, ainsi que cela pourrait être envisagé, comme l'attestent les paragenèses antéalpines et la composition chimique des phases relictuelles (jusqu'à 8% d' Al_2O_3 dans les orthopyroxènes et 18% de molécule de Tschermak dans les clinopyroxènes). Ces caractères les différencient nettement des gabbros de la klippe de la Dent-Blanche-Mont Mary, où ils sont associés à la «série d'Arolla» (DAL PIAZ et al. 1977) et en font des témoins de la base de la croûte continentale, qu'il est possible de comparer avec ceux de la zone d'Ivrée: ils représentent probablement des intrusions antéalpines au sein des paragneiss granulitiques de la croûte austroalpine.

Dans ces métagabbros coexistent a) des zones non déformées, à reliques magmatiques et transformations in situ et/ou coronitiques (tabl. 1) et b) des zones mylonitiques, où la déformation s'accompagne d'une disparition totale des reliques magmatiques et d'une homogénéisation de la composition des phases synchroniques. Les estimations des conditions P-T du métamorphisme éclogitique sont de l'ordre de $P = 15-16$ kbar, $T \approx 550^\circ C$.

Tableau 1. Transformations éclogitiques éoalpines dans les métagabbros de Leva.

PLAGIOCLASE	ZOISITE-DISTHÈNE-QUARTZ-JADEITE
CLINOPYROXÈNE	OMPHACITE-GRENAT-TALC OMPHACITE-GRENAT-NÉPHÉLITE OMPHACITE-GRENAT-TALC-PHENGITE
ORTHOXYROXÈNE	TALC-GRENAT TALC-GRENAT-DISTHÈNE TALC-GRENAT-CHLORITE
SPINELLE	CHLORITE-GRENAT CHLORITE-CORINDON-CHLORITOÏDE GRENAT-TALC-DISTHÈNE

2.2 Structure

La position structurale de l'unité inférieure fera l'objet d'une discussion soignée, sur la base d'observations nouvelles: il est en effet nécessaire d'expliquer pourquoi des «schistes lustrés» d'affinités océaniques sont observables au-dessus des «klippes» de l'Emilius et du Glacier-Rafay (ARGAND 1911) et de la Torre Ponton (NERVO & POLINO 1976).

a) L'unité de la Torre Ponton

Des recherches récentes (VUICHARD 1984) aux environs de l'unité de la Torre Ponton ont permis d'y définir quatre unités superposées (de bas en haut: A à D) (fig. 3A):

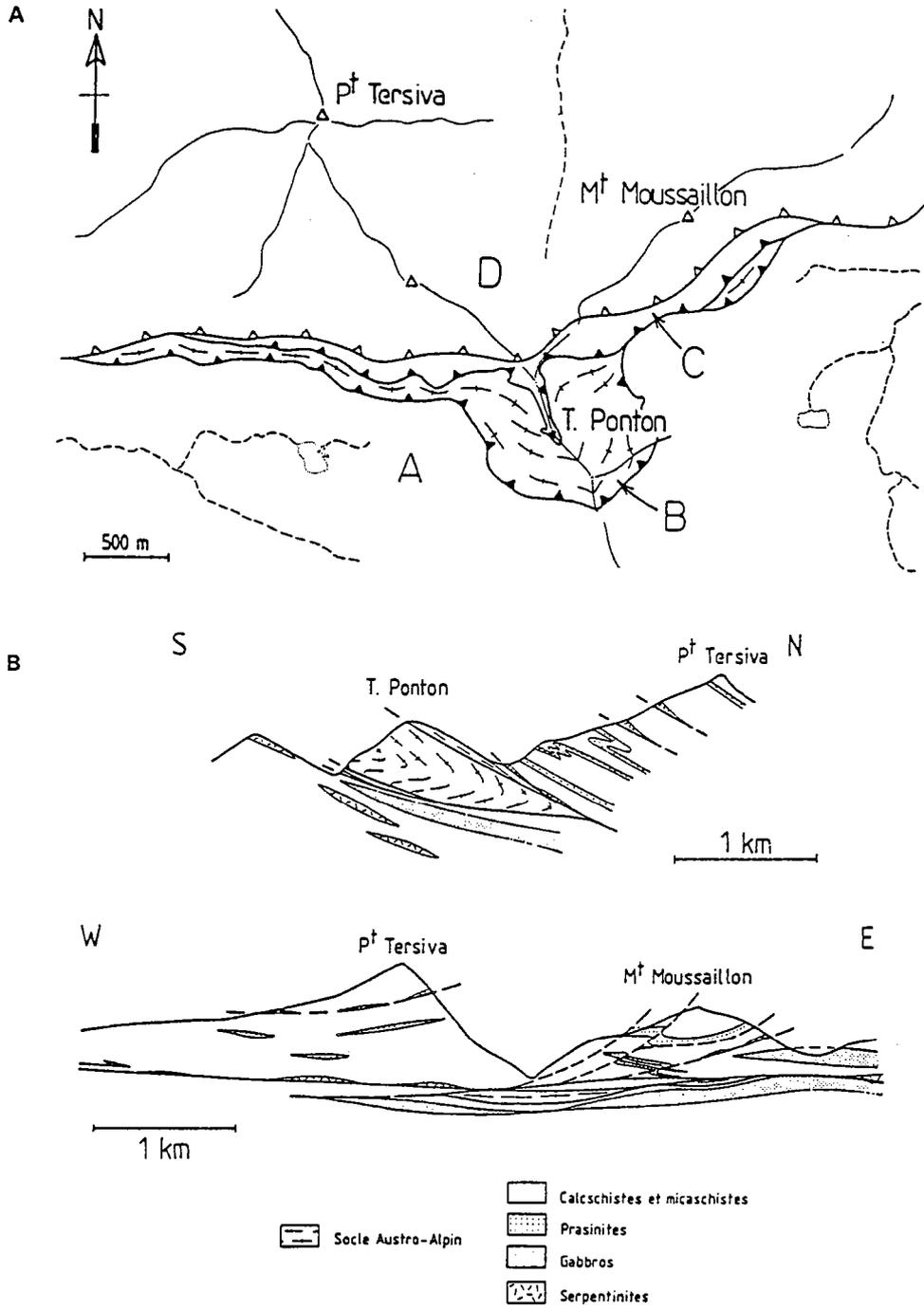


Fig. 3. La «klippe» de la Torre Ponton: A: schéma structural; B: coupes.

Les unités A, C et D sont constituées de matériel océanique (serpentinites, gabbros magnésiens et ferro-titanés, prasinites, calcschistes avec intercalations de micaschistes à grenat-chloritoïde et quartzites manganésifères).

L'unité B («klippe» de la Torre Ponton) est essentiellement constituée de gneiss et micaschistes paradérivés, dans lesquels s'observent des filons aplitiques métriques et des lentilles basiques métriques à décamétriques. Toutes ces unités présentent des reliques de paragenèses éclogitiques:

Dans les unités océaniques, nous avons observé les associations suivantes: omphacite + zoïsite + glaucophane dans les métagabbros magnésiens, grenat + omphacite + glaucophane + épidote + rutile dans les métagabbros ferrotitanés, grenat + chloritoïde + ankerite dans les micaschistes et grenat + zoïsite dans les calcschistes. Des pseudomorphoses de lawsonite prograde (agrégat à zoïsite + mica blanc) sont identifiables dans les glaucophanites à grenat et les calcschistes.

Dans l'unité de la Torre Ponton, les associations grenat + glaucophane + épidote + rutile ou sphène dans les métabasites et grenat + glaucophane + rutile dans les micaschistes sont les témoins de ce métamorphisme éclogitique.

Il est classiquement admis que les «klippes» austroalpines reposent sur les «schistes lustrés»: dans les cas où ces derniers sont au contraire superposés aux unités austroalpines, comme nous venons de le décrire à la Torre Ponton, les auteurs admettent généralement que le contact unités océaniques/unités austroalpines est plissé (NERVO & POLINO 1976; DAL PIAZ et al. 1980). Une telle hypothèse n'explique cependant pas les observations suivantes:

- Les unités océaniques au-dessous (unité I) et au-dessus (unités C et D) de la «klippe» de la Torre Ponton (unité B) sont lithologiquement différentes.
- Les structures internes du socle austroalpin sont clairement recoupées par le contact basal (fig. 3B).
- Une écaille de socle austroalpin est observable à la base de l'unité de la Torre Ponton, au-dessus de la Finestra di Champorcher, au sein des calcschistes de l'unité A (fig. 3B et DAL PIAZ et al. 1980).

Plus qu'une klippe dont le contact basal serait plissé, l'unité de la Torre Ponton est une écaille de socle austroalpin au sein des unités océaniques. Une telle conclusion nous ayant conduit à abandonner le schéma classique, deux hypothèses se présentaient:

- ou attribuer l'unité D à la zone du Combin, comme l'ont suggéré DAL PIAZ et al. (1980), l'unité de la Torre Ponton ayant alors la même position structurale que les écailles d'Étirol-Levaz, c'est-à-dire à la limite entre les zones de Zermatt et du Combin,
- ou admettre l'existence d'un rétrocharriage à la base de l'unité D, celui-ci rétrocharriant des unités océaniques éclogitiques sur les écailles austroalpines de l'unité inférieure, elles-mêmes éclogitiques.

La première hypothèse n'est pas admissible: la présence de reliques éclogitiques dans l'unité D exclut son appartenance à la zone du Combin.

La deuxième hypothèse, que nous proposons, est en accord avec les observations suivantes:

A proximité du contact entre l'unité D et les unités sous-jacentes (A à C), la foliation, à faible pendage nord, porte une linéation d'étirement de direction N90-100, à laquelle sont associées de nombreuses bandes de cisaillement (bandes C': BERTHÉ et al. 1979), en

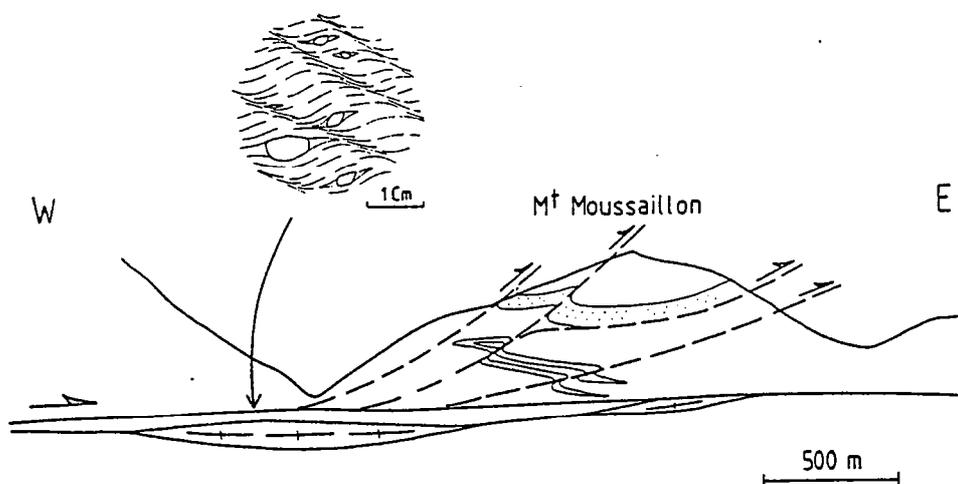


Fig. 4. Face sud du Mont Moussaillon: figures d'interférences et rétroécaillages liés au rétrocharriage.

particulier dans les calcschistes et micaschistes, qui indiquent un sens de cisaillement de l'ouest vers l'est (fig. 4);

A la base de l'unité D, une première génération de plis isoclinaux est replissée par des plis à vergence est, auxquels sont associés de nombreux écaillages de faible amplitude: de telles structures (interférences de type 3 (RAMSAY 1967) et rétroécaillages) sont facilement observables, par exemple, en face sud du Mont Moussaillon (fig. 4).

A l'échelle régionale, l'hypothèse proposée est en accord avec l'existence d'un rétrocharriage majeur. Celui-ci est classique à l'ouest du secteur étudié, où il superpose les unités de socle paléozoïque («pli en retour du Valsavarenche» d'ARGAND 1911) et de couverture mésozoïque («ensemble A» de ELTER 1971), sur les unités océaniques («zone de la Grivola» de DAL PIAZ 1928). Le contact anormal à la base de l'unité D représente la prolongation orientale de ce rétrocharriage.

b) Position structurale des unités austroalpines au sud du val d'Aoste

L'hypothèse précédente peut être facilement étendue à l'ensemble des «klippes» austroalpines au sud du val d'Aoste (fig. 5): elle permet en particulier d'expliquer la position structurale de ces «klippes» austroalpines, en intégrant la majeure partie des données disponibles.

1. Contrairement à l'unité supérieure, qui repose sur la zone du Combin, non éclogitique, les «klippes» austroalpines de l'unité inférieure reposent sur des unités océaniques éclogitiques, qui sont donc l'équivalent de la zone de Zermatt-Saas Fee.

Nous rappellerons à ce sujet l'existence d'un métamorphisme éclogitique:

- au nord-ouest et à l'ouest de l'Emilius, dans les gabbros sous le contact basal du socle austroalpin («gabbros de Brissogne») (CASTELLI 1985),
- à l'est de l'Emilius, en val St-Marcel, dans les minéralisations à manganèse de Praborna (MARTIN-VERNIZZI 1982) et à cuivre-fer de Chuc-Servette (HY & KIENAST 1986).

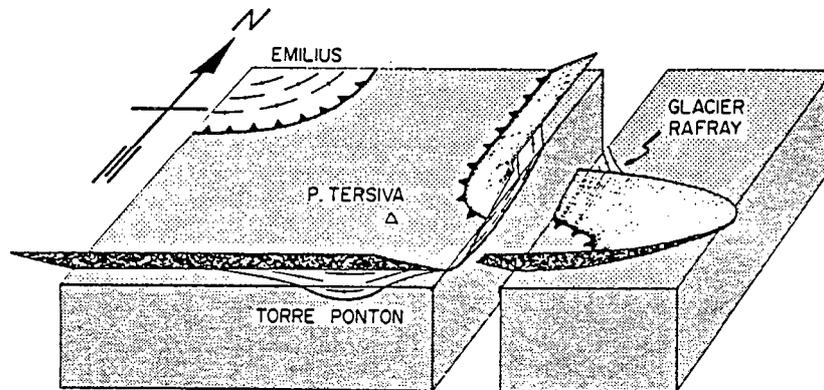


Fig. 5. Schéma interprétatif de la structure des unités austroalpines au sud du val d'Aoste.

— à l'est et au nord-est du Glacier-Rafray, dans les gabbros du «complexe de Savoney» (DAL PIAZ & NERVO 1971, DAL PIAZ et al. 1980).

2. Les rétrocharrages s'élèvent progressivement dans l'édifice structural d'ouest en est (BALLÈVRE et al., en préparation), de telle sorte que ceux-ci sont situés au-dessous de l'unité de l'Emilius (ELTER 1971, GAUTIER 1984) mais au contact supérieur des unités du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton (VUICHARD 1984).

3. Les seules unités de «schistes lustrés» non éclogitiques au sud du val d'Aoste sont: a) une étroite zone à la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo, b) les klippes de la Sana, de la Grande Sassièrè et du Mont Jovet, c) la couverture du massif du Valsavarenche («ensemble A» pro parte de ELTER 1971) et d) l'unité de Penne Blanche, c'est-à-dire les calcschistes subhorizontaux qui affleurent au nord-ouest de Cogne, du Mont Creya au Passo d'Invergneux.

3. Discussion

Les données précédentes montrent clairement sur quelles bases deux unités majeures ont été distinguées parmi les «klippes» austroalpines de la «nappe de la Dent-Blanche».

1. *L'unité supérieure* (klippes de la Dent-Blanche, du Mont Mary et du Pillonet) repose en contact anormal sur la zone du Combin, ensemble d'unités de provenances paléogéographiques diverses, n'ayant pas subi le métamorphisme éclogitique éoalpin. L'unité supérieure comprend elle-même les «séries» d'Arolla et de Valpelline, qui diffèrent par leur position au sein de la croûte austroalpine avant la tectonique alpine et par leur histoire tectonométamorphique alpine.

2. *L'unité inférieure* (écaillles d'Étirol-Levaz, «klippes» du Mont Emilius, Glacier-Rafray et Torre Ponton), en contact anormal sur les unités océaniques éclogitiques de la zone de Zermatt-Saas Fee, est exclusivement constituée de matériel granulitique ou amphibolitique antéalpin qui a subi, lors des épisodes éoalpins, un métamorphisme éclogitique.

Les «klippes» austroalpines de la «nappe de la Dent-Blanche» appartiennent donc en fait à deux unités indépendantes, qui diffèrent fondamentalement par leur histoire tectonométamorphique alpine.

L'existence de deux unités au sein de la «nappe de la Dent-Blanche» a été reconnue explicitement par CABY et al. (1978), dont les conceptions sont proches de celles présentées dans cette note. Notre analyse s'oppose par contre aux conceptions traditionnelles (DAL PIAZ et al. 1972, HUNZIKER 1974, DAL PIAZ 1976, COMPAGNONI et al. 1977, MARTINOTTI & HUNZIKER 1984): au sein de la «nappe de la Dent-Blanche», ensemble unitaire, sont distingués un «élément supérieur» (série de Valpelline) et un «élément inférieur» (série d'Arolla, complexe des micaschistes éclogitiques de l'Emilius et du Glacier-Rafray). Cette distinction est par ailleurs étendue à la zone Sesia-Lanzo, c'est-à-dire à la totalité des unités austroalpines des Alpes occidentales.

A notre sens, cette conception ne met pas en évidence les différences de position structurale et d'histoire tectonométamorphique alpine des deux unités que nous avons distinguées. Il faut néanmoins remarquer que l'opposition entre l'unité inférieure et l'unité supérieure avait été perçue par les géologues italiens eux-mêmes, qui distinguaient «klippes méridionales» et «klippes septentrionales» (NERVO & POLINO 1976). Il en était de même d'ARGAND (1934) lorsqu'il écrivait: «Les caractères de ce noyau (de la nappe du Mont Mary) le rapprochent notablement de celui de la nappe de la Dent-Blanche; les dissemblances avec le noyau de la nappe du Mont Emilius sont par contre très accusées.»

Malgré la mise en ordre à laquelle nous venons de procéder, plusieurs problèmes restent posés, que nous allons envisager brièvement.

a) Structure des zones internes des Alpes occidentales: la non-équivalence des coupes au nord et au sud du val d'Aoste

1. En apparence, les coupes au nord (fig. 6A) et au sud (fig. 6B) du val d'Aoste sont semblables: les unités austroalpines sont situées au sommet de l'empilement des nappes. En réalité, à l'exception des écailles d'Etirol-Levaz, l'unité inférieure est exclusivement présente au sud du val d'Aoste, l'unité supérieure au nord du val d'Aoste. Pourquoi?

De part et d'autre du val d'Aoste, nous n'observons pas en fait les mêmes niveaux structuraux: une faille subverticale, d'orientation E-W (faille du val d'Aoste ou col de Joux-Aranzola; STELLA 1905), présente un jeu tel que le compartiment sud est surélevé par rapport au compartiment nord, comme le démontre la réapparition du socle Mont Rose-Grand Paradis dans la fenêtre d'Arceza-Brusson.

Des incertitudes demeurent sur:

- la géométrie de la faille à ses deux extrémités (en zone Sesia-Lanzo et à l'ouest d'Aoste);
- l'âge du fonctionnement de l'accident: la faille recouperait les filons andésitiques d'âge oligocène aux environs de Brusson (G. Elter, comm. orale).

2. Les corrélations possibles entre les coupes au nord et au sud du val d'Aoste peuvent être envisagées de la façon suivante:

Dans le compartiment nord (fig. 6A), qui seul peut nous offrir une coupe complète, l'unité inférieure n'est représentée que par les écailles d'Etirol-Levaz, à la limite entre les zones de Zermatt et du Combin. C'est la position de ces écailles qui fournit la clé de la

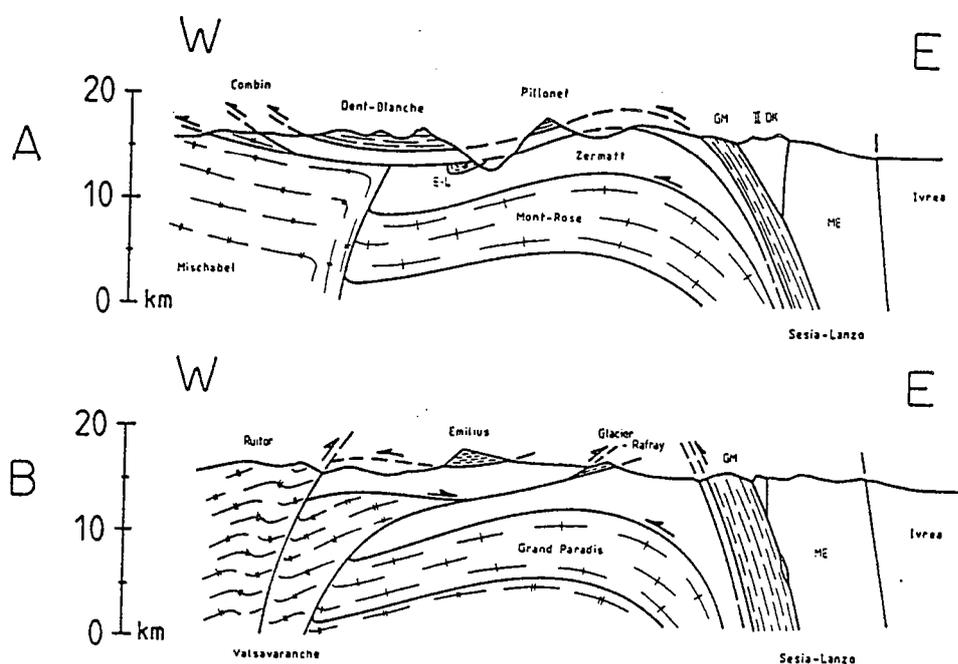


Fig. 6. Coupes interprétatives des zones internes des Alpes nord-occidentales. A: au nord du val d'Aoste B: au sud du val d'Aoste. EL: Etirol-Levaz; zone Sesia-Lanzo (GM: gneiss minuti, II D-K: deuxième zone dioritico-kinzigitique, ME: micaschistes écolitiques).

structure régionale. L'unité supérieure comprend les klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary et du Pillonet, en contact anormal sur la zone du Combin.

Dans le compartiment sud (fig. 6B), seule la partie inférieure de la coupe précédente est observable, aux complications près qu'introduisent les rétrocharriages. L'unité inférieure («klippes») de l'Emilius, du Glacier-Rafay et de la Torre Ponton) repose sur l'équivalent de la zone de Zermatt. A la zone du Combin ne peuvent être attribuées que des unités de «schistes lustrés» à la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo et les klippes de la Sana, de la Grande-Sassière et du Mont Jovet.

Comme l'ont souligné CABY et al. (1978), une discontinuité majeure existe entre un «édifice inférieur», écolitique et un «édifice supérieur», non écolitique. Les unités austroalpines sont situées au sommet de chaque édifice. Le contact anormal entre les deux édifices est nécessairement postérieur au métamorphisme écolitique (DAL PIAZ et al. 1972, p. 452; KIENAST 1973), auquel est généralement attribué un âge éoalpin (HUNZIKER 1974).

b) Age du charriage des unités austro-alpines

La distinction de deux unités indépendantes au sein de la «nappe de la Dent-Blanche» nécessite une réponse à deux questions:

1. Le charriage de l'unité inférieure sur les unités océaniques de la zone de Zermatt est probablement éoalpin.

2. Aucun élément ne permet par contre de dater avec certitude le charriage de l'unité supérieure sur la zone du Combin:

- La présence de microfaunes d'un niveau non précisé de Crétacé supérieur dans la zone du Combin ne permet pas d'exclure totalement un âge crétacé.
- Le métamorphisme n'est pas daté (J. Carpena, travaux en cours).

c) Racine de la «nappe de la Dent-Blanche»

La racine de la «nappe de la Dent-Blanche» fit l'objet de discussion entre ARGAND (1906, 1911, 1934) et SCHMIDT (1906): pour le premier, il s'agit de la zone Sesia-Lanzo, pour le deuxième, de la zone d'Ivrea.

Au regard de la distinction que nous avons établi, il est ici encore nécessaire de répondre à deux questions. En l'état actuel des travaux, les équivalences suivantes peuvent être proposées (tabl. 2).

Tableau 2. Les unités austroalpines du val d'Aoste: corrélations et équivalences proposées.

"NAPPE DE LA DENT-BLANCHE"	ZONE SESIA-LANZO	ZONE D'IVREA
UNITÉ SUP. { VALPELLINE AROLLA	II G-K GNE.SS MINUTI	I G-K
UNITÉ INF.	MICASCISTI ECLOGITICI	

Sur cette base, il apparaît nécessaire, pour construire l'édifice actuel, d'envisager plusieurs étapes distinctes dont les modalités de détail restent à préciser. Les inconnues majeures résident dans les relations entre les différentes unités de la zone Sesia-Lanzo, qu'il serait trop long de discuter ici (VUICHARD, en prép.).

4. Conclusion

Le domaine austroalpin des Alpes occidentales comprend la zone Sesia-Lanzo d'une part, un ensemble de «klippes» qui sont traditionnellement regroupées sous le terme de «nappe de la Dent-Blanche» d'autre part. Dans cette dernière, nous avons démontré l'existence de deux unités indépendantes.

Nous avons pour cela utilisé deux critères fondamentaux:

Le premier est l'histoire tectonométamorphique alpine. L'unité inférieure (écaillés d'Étirol-Levaz, «klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton) a été soumise au début de son histoire alpine au métamorphisme éclogitique. L'unité supérieure (klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary et du Pillonet) comprend:

- à la base, la série d'Arolla, ayant subi une intense déformation alpine (d'âge exact inconnu) dans les conditions du faciès schiste vert ou de la transition entre les faciès schiste vert et schiste bleu;
- au sommet, la série de Valpelline, où la déformation alpine est faible.

Le deuxième est la constitution lithologique du socle antéalpin, qui nous révèle la position de l'unité considérée au sein de la croûte austroalpine antérieurement au processus de collision.

L'unité inférieure, où des reliques granulitiques sont localement préservées, et la série de Valpelline, où les associations granulitiques sont largement répandues, appartiennent à la partie inférieure de la croûte austroalpine.

L'unité supérieure, qui est constituée de roches monométamorphiques d'âge Paléozoïque supérieur, appartient à la partie supérieure de la croûte: les séries sédimentaires mésozoïques de Mont Dolin, de la zone de Roisan et du Pillonet pourraient en constituer la couverture.

Ces deux ordres d'information contraignent les modèles géodynamiques de la chaîne alpine, comme nous avons essayé de le montrer ailleurs (GILLET et al. 1985).

Remerciements

Au cours de ce travail, les auteurs ont bénéficié de discussions avec de nombreux géologues alpins. Nous tenons particulièrement à remercier R. Caby, G. Elter, B. Lombardo et U. Pognante.

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ, A. (1962): Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste. - Arch. Sci. (Genève) 15, 1-104.
- ARGAND, E. (1906): Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche. - C. R. Acad. Sci. (Paris) 142, 527-529.
- (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. - Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 14, 1-64.
- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. - Matér. Carte géol. Suisse 31, 1-25.
- (1934): La zone pennique. - Guide Géol. Suisse 3, 149-189.
- AYRTON, S., BUGNON, C., HAARPAINNER, T., WEIDMANN, M., & FRANK, E. (1982): Géologie du front de la nappe de la Dent-Blanche dans la région des Mont-Dolins, Valais. - Eclogue geol. Helv. 75, 269-286.
- BALDELLI, C., DAL PIAZ, G. V., & POLINO, R. (1983): Le quartziti a manganese e cromo di Varenche-St Barthélémy, una sequenza di copertura oceanica della falda piemontese. - Ofioliti 8, 207-221.
- BEARTH, P. (1964): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft nach Zermatt vom 2. bis 3. September 1963. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 44, 15-26.
- BEARTH, P., DAL PIAZ, G. V., ELTER, G., GOSSO, G., MARTINOTTI, G., & NERVO, R. (1980): Il lembo di ricoprimento del Monte Emilius, Dent-Blanche s.l. Osservazioni preliminari. - Atti. Acad. Sci. (Torino) 114, 227-241.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P., & GAPAIS, D. (1979): Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement Sud-Armoricain. - Bull. Mineral. 102, 265-272.
- CABY, R. (1981): Le Mésozoïque de la zone du Combin en val d'Aoste (Alpes graies): imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. - Geol. alp. (Grenoble) 57, 5-13.
- CABY, R., KIENAST, J. R., & SALIOT, P. (1978): Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. - Rev. Geogr. Phys. Géol. dyn. 20, 307-322.
- CARON, J. M. (1974): Rapports entre diverses «générations» de lawsonite et les déformations dans les schistes illustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). - Bull. Soc. géol. France 7, 16, 255-263.
- CASTELLI, D. (1985): La falda piemontese alla base del margine sudoccidentale del lembo dell'Emilius (media valle d'Aosta). - Ofioliti 10.
- COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J., GOSSO, G., LOMBARDO, B., & WILLIAMS, P. F. (1977): The Sesia-Lanzo zone: a slice of continental crust, with alpine HP LT assemblages in the Western Italian Alps. - Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 33, 281-334.
- DAL PIAZ, G. B. (1928): Geologia della catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon. - Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 7, 1-82.
- DAL PIAZ, G. V. (1965): La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi tra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte-Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. - Boll. Soc. geol. ital. 84, 67-104.

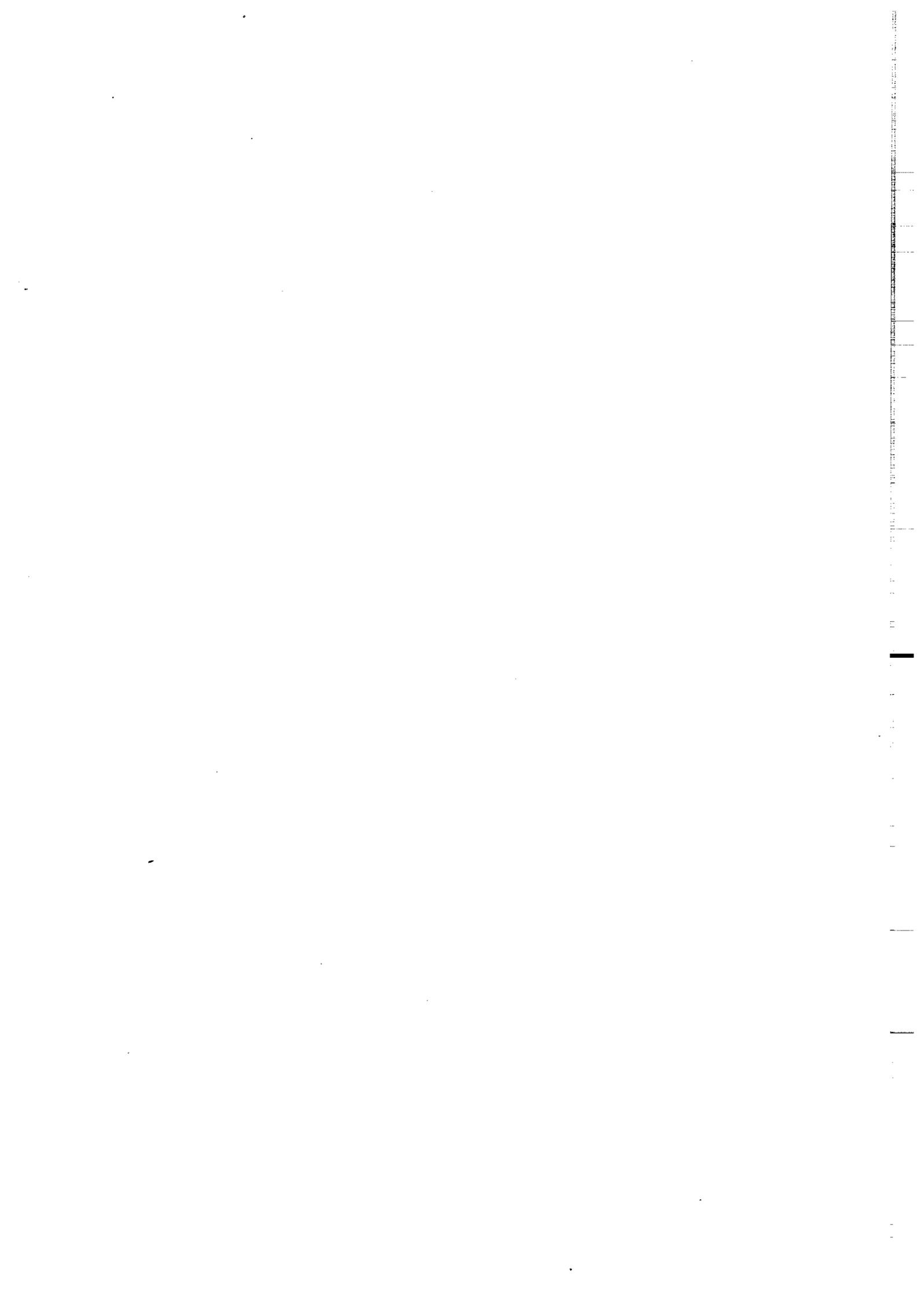
- (1976): Il lembo di ricoprimento del Pillonet, falda della Dent-Blanche, nelle Alpi occidentali. — Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31, 1-61.
- DAL PIAZ, G. V., DE VECCHI, G., & HUNZIKER, J. C. (1977): The austroalpine layered gabbros of the Matterhorn and Mt Collon-Dents de Bertol. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57, 59-88.
- DAL PIAZ, G. V., DI BATTISTINI, G., KIENAST, J. R., & VENTURELLI, G. (1979): Manganiferous quartzitic schists of the piemonte ophiolite nappe in the Valsesia-Valtournanche area (Italian Western Alps). — Mem. Sci. Geol. 32, 1-24.
- DAL PIAZ, G. V., & ERNST, W. G. (1978): Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the piemonte ophiolite nappe, Breuil-St Jacques area, Italian Western Alps. — Tectonophysics 51, 99-126.
- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C., & MARTINOTTI, Y. (1972): La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. — Mem. Soc. geol. ital. 11, 433-462.
- DAL PIAZ, G. V., LOMBARDO, B., & GOSSO, G. (1983): Metamorphic evolution of the Mt Emilius klippe, Dent-Blanche nappe, Western Alps. — Amer. J. Sci. 283A, 438-458.
- DAL PIAZ, G. V., & NERVO, R. (1971): Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafraay (Dent-Blanche l.s.). — Boll. Soc. geol. ital. 90, 401-414.
- DAL PIAZ, G. V., NERVO, R., & POLINO, R. (1980): Carta geologica del lembo del Glacier-Rafraay (Dent-Blanche s.l.) e note illustrative. — C. N. R. (Centro di studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali, Torino).
- DAL PIAZ, G. V., & SACCHI, R. (1969): Osservazioni geologiche sul lembo di ricoprimento del Pillonet (Dent-Blanche s.l.). — Mem. Soc. geol. ital. 8, 835-846.
- DIEHL, E. A., MASSON, R., & STUTZ, A. H. (1952): Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent-Blanche. — Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 17, 1-52.
- ELTER, G. (1960): La zona penninica dell'alta e media valle d'Aosta e le unita limitrofe. — Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 22, 1-114.
- (1971): Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. — Geol. alp. (Grenoble) 47, 147-169.
- (1972): Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-occidentales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des schistes lustrés. — Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 22, 1-20.
- GAUTIER, Y. (1984): Evolution structurale et métamorphique dans la région du Mt Emilius: déformation HP, BT et déformations alpines. — D. E. A. (Univ. Rennes I), inédit.
- GILLET, P., DAVY, P., BALLEVRE, M., & CHOUKROUNE, P. (1985): Thermomechanical evolution of a collision zone: the example of the Western Alps. — Terra cognita 5, 399-404.
- HAGEN, T. (1948): Geologie des Mont-Dolin und des Nordrandes der Dent-Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheillon und Ferpècle (Wallis). — Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] 90, 1-64.
- HERMANN, F. (1938): Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nord-occidentali con una carta strutturale delle Alpi nord-occidentali alla scala 1/750 000. — Milano.
- HUNZIKER, J. C. (1974): Rb/Sr and K/Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. — Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31, 1-55.
- HY, C., & KIENAST, J. R. (1986): Destabilisation of the HP glaucophane-chloritoid assemblage towards the lower pressure: chemographic analysis of the $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-Na}_2\text{O}$ chemical system. — Bull. Mineral. 109 (in press).
- KIENAST, J. R. (1973): Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble «schistes lustrés-ophiolites» du val d'Aoste: quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. — C. R. Acad. Sci. (Paris) D276, 2621-2624.
- (1983): Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. — Thèse doctorat Etat (Univ. Paris VI), inédit.
- KIENAST, J. R., & NICOT, E. (1971): Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde (d'âge alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpelline (Val d'Aoste, Italie). — C. R. Acad. Sci. (Paris) D272, 1836-1839.
- MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les «schistes lustrés» de la pointe de Tourtemagne (Valais). — Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 75, 171-178.
- (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). — Eclogae geol. Helv. 77, 395-448.
- MARTIN-VERNIZZI, S. (1982): La mine de Praborna (val d'Aoste, Italie): une série manganésifère métamorphisée dans le faciès éclogite. — Thèse doctorat 3e cycle (Univ. Paris VI), inédit.

- MARTINOTTI, G., & HUNZIKER, J. C. (1984): Il sistema austroalpino nelle Alpi occidentali. – 72e congr. Soc. géol. ital. (Torino, 12–14 sept. 1984), p. 10 (résumé).
- NERVO, R., & POLINO, R. (1976): Un lembo di cristallino Dent-Blanche alla Torre Ponton (valle d'Aosta). – Boll. Soc. geol. ital. 95, 647–657.
- NICOT, E. (1977): Les roches méso- et catazonales de la Valpelline (nappe de la Dent-Blanche, Alpes italiennes). – Thèse doctorat 3e cycle (Univ. Paris VI), inédit.
- POGNANTE, U. (1983): Les intercalations gneissiques dans une unité des «schistes lustrés» de la vallée de Suse (Alpes occidentales): témoins d'une marge continentale subductée? – C. R. Acad. Sci. (Paris) (II) 296, 379–382.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. – Mc GrawHill, New York.
- SCHMIDT, C. (1906): Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. – Eclogae geol. Helv. 9, 484–584.
- SICARD, E., PODTEVIN, J. L., & CARON, J. M. (1984): Coexistence de lawsonite et de pseudomorphoses à pyrophyllite et kaolinite dans les schistes lustrés corses: rôle des fluides. – C. R. Acad. Sci. (Paris) (II) 298, 453–458.
- STELLA, A. (1905): Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. – Boll. r. Com. geol. Ital. 36, 5–41.
- STUTZ, A. H., & MASSON, R. (1938): Zur Tektonik der Dent-Blanche Decke. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 18, 40–53.
- THELIN, P., & Ayrton, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 393–420.
- VOGLER, W. S. (1984): Alpine structures and metamorphism at the Pillonet klippe: a remnant of the austroalpine nappe system in the Italian Western Alps. – Geol. Rdsch. 73, 175–206.
- VUICHARD, J. P. (1984): L'unité austroalpine de la Torre Ponton: évolution structurale et métamorphique. – D. E. A. (Univ. Rennes I), inédit.
- WEIDMANN, M., & ZANINETTI, L. (1974): Quelques données nouvelles sur la série du Mont-Dolin (nappe de la Dent-Blanche, Valais). – Eclogae geol. Helv. 67, 597–603.
- ZINGG, A. (1983): The Ivrea and Stona-Ceneri zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy). A review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 361–392.

Manuscrit reçu le 17 juin 1985

Révision acceptée le 21 décembre 1985

**ANNEXE II:
CINEMATIQUE EOALPINE ET ALPINE
EN ZONE SESIA-LANZO (ALPES OCCIDENTALES)**



**Publié avec l'aimable autorisation
de l'ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS**

GÉOLOGIE. — *Cinématique Eoalpine et Alpine en Zone Sesia Lanzo (Alpes Occidentales)*. Note de Jean-Paul Vuichard, présentée par Georges Millot.

Une étude structurale a été menée en Zone Sesia Lanzo dans le Val d'Aoste. Deux déformations ductiles majeures sont distinguées : (1) une déformation éclogitique, à direction principale d'étirement fini NS et (2) une déformation schiste vert, à direction d'étirement maximal proche de la direction E-W. Ces directions reflètent probablement un déplacement de la Zone Sesia Lanzo, tout d'abord du Sud vers le Nord, puis de l'Est vers l'Ouest.

GEOLOGY. — *Eoalpine and Alpine kinematics in the Sesia Lanzo Zone (Western Alps)*.

The structure of the Sesia Lanzo Zone has been studied in the Aosta Valley. Two major ductile deformations are distinguished: (1) an eclogitic deformation with a N-S trending stretching lineation and (2) a greenschist deformation with an about E-W trending stretching lineation. These directions probably reflect bulk displacement directions of the Sesia Lanzo Zone, first from South to North, then from East to West.

INTRODUCTION. — Dans les Alpes occidentales, trois typés d'ensemble sont identifiés. Ce sont (i) un ensemble à affinité européenne, représenté dans la partie la plus interne par les unités penniques du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora-Maira, (ii) un ensemble à affinité océanique constitué de métasédiments et d'ophiolites, et enfin (iii) un dernier ensemble d'affinité africaine, dit austro-alpin, représenté dans la région qui nous intéresse par les unités d'Ivrée et de Sesia Lanzo (fig. 1 A, B). Dans l'édifice alpin, cette dernière unité représente l'ancienne marge africaine [1], qui est l'un des domaines dans lequel les déformations contemporaines du début de la collision (histoire éoalpine) ont été enregistrées. Cet événement se traduit par la mise en place de nappes, et donc d'un fort épaissement prouvé par le développement du métamorphisme éclogitique ([2], [3]).

L'objectif de ce travail est d'identifier les directions de déplacement de cette limite de plaque au cours des événements alpins. Pour cela, la méthode utilisée est la cartographie des directions principales de déformation finie. On suppose ensuite la direction d'étirement fini proche de la direction de déplacement. Cette hypothèse de travail est d'autant plus raisonnable que la déformation interne des roches est forte et non coaxiale : lorsque les cisaillements sont intenses, la direction principale d'étirement fini est en effet très proche de la direction de cisaillement; la déformation éclogitique étant intense dans la Zone Sesia Lanzo et marquant les premières mises en place de nappes dans l'édifice alpin, il sera donc raisonnable d'assimiler la direction principale d'étirement finie de cette déformation à la direction de déplacement de cette unité lors de l'événement éoalpin.

CARACTÈRES STRUCTURAUX. — Dans la zone Sesia Lanzo, différentes sous-unités sont présentes. Au delà de la complexité locale des structures visibles [4], on peut ainsi séparer (fig. 1 C) :

1. une zone externe (gneiss minuti) où les seules paragenèses métamorphiques sont schistes verts;
2. l'unité des « micaschistes éclogitiques » où le métamorphisme éclogitique est développé de façon spectaculaire aux dépens d'un protolithe en partie au moins granulitique : la rétro-morphose en faciès schiste vert y est très faible, à l'exception des bordures occidentales et, à un degré moindre, orientale;
3. la « seconde zone diorítico-kinzigitique » où les paragenèses granulitiques sont abondantes et dont les analogies avec la zone d'Ivrée sont frappantes [5].

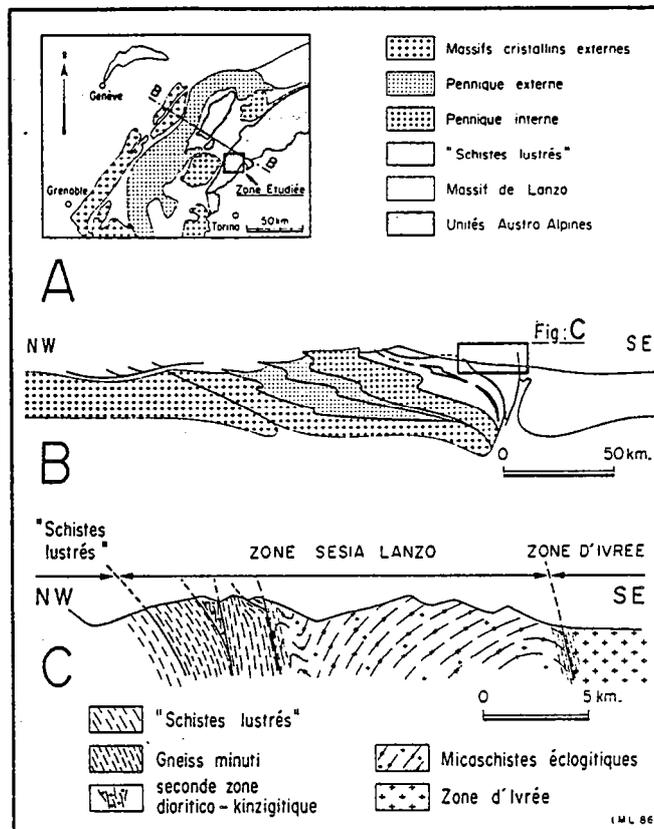


Fig. 1. — A : Carte structurale des Alpes Occidentales et situation de la région étudiée. B : Coupe idéalisée des Alpes Occidentales (d'après Gillet et coll. [3], modifiée). C : Coupe structurale simplifiée (localisée fig. b).
 Fig. 1. — A: Structural map of the Western Alps and location of the area studied. B: Idealized cross section of the Western Alps (after Gillet et al. [3], modified). C: Simplified structural cross section (located on b).

On sait de plus que l'éclogitisation se rapporte à l'événement éoalpin, d'âge crétacé [6]. Postérieurement, l'événement alpin est contemporain du développement de paragenèses schistes verts dans la zone Sesia Lanzo, autour de 60-40 M.a. ([6], [7]).

Les déformations liées à chacun de ces deux épisodes donnent des structures parfois très complexes dans le détail ([8] à [10]). Dans un but de clarification, seuls les deux événements précédemment cités ont été séparés : il a donc été distingué une déformation synéclogitique et une déformation schiste vert. Cette séparation peut certes apparaître schématique : cette base de travail sera toutefois valide si les données ainsi séparées s'avèrent cohérentes.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE

Fig. 2. — Trajectoires des linéations d'étirement : flèches : linéations d'étirement mesurées. A : Déformation éclogitique. B : Déformation schiste vert.

Fig. 2. — Map of stretch trajectories: arrows: measured stretching lineations. A: Eclogitic deformation. B: Greenschist deformation.

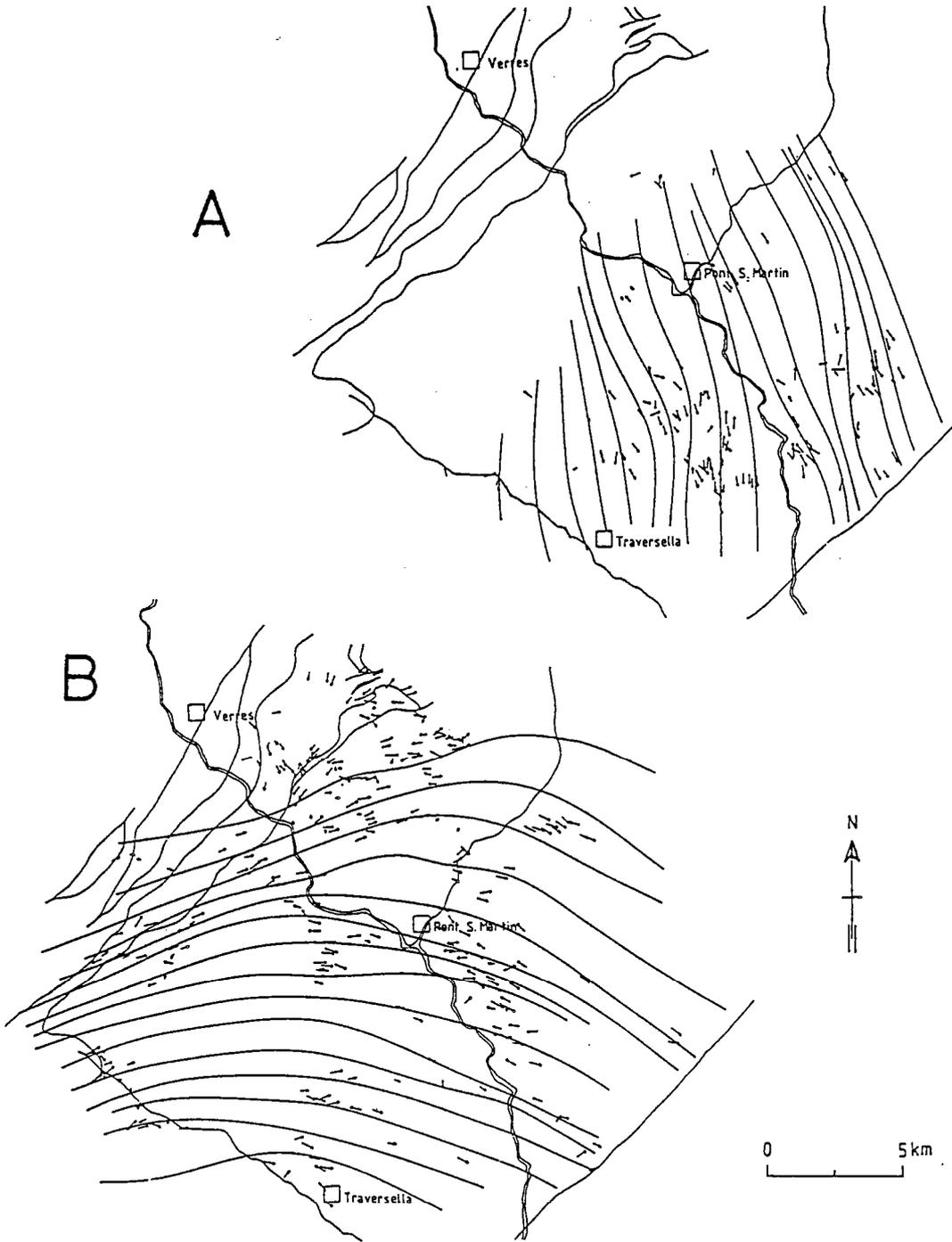


Fig. 2

MÉTHODE D'ANALYSE. — Contrastant avec l'analyse de la superposition des structures, la cartographie des directions principales de déformation finie est particulièrement intéressante, la formation de structures superposées pouvant avoir lieu lors d'une seule déformation, alors que l'orientation des axes principaux de la déformation demeure cohérente au cours de celle-ci.

Ces directions sont matérialisées à l'échelle de l'affleurement par la linéation d'étirement minéral (X) et le plan de foliation (XY). La distinction entre les deux événements majeurs est faite grâce à l'identification des associations minérales synchrones de ceux-ci. Lorsque les données sont cohérentes à l'échelle de la région étudiée, elles permettent l'établissement de cartes de trajectoires de linéations d'étirement; celles de la figure 2 ont ainsi été tracées à l'aide du programme informatique d'E. Barbotin [11].

LA DÉFORMATION SYNÉCLOGITIQUE. — La linéation synéclogitique est soulignée par la cristallisation d'omphacite, de glaucophane, plus rarement de zoïsite dans la direction d'étirement. La linéation d'étirement a une orientation parfois variable à l'échelle de l'affleurement : le plissement ou, plus rarement, l'hétérogénéité de la déformation éclogitique peuvent être la cause de ces dispersions. Toutefois, celles-ci demeurent très localisées. A l'échelle de la région étudiée, la linéation moyenne a une direction globalement N-S remarquablement constante, eu égard aux déformations postérieures (fig. 2 A).

Cette direction est également celle relevée par C. Hy [12] dans la même unité, au N-E du terrain étudié.

Cette faible dispersion dans l'espace s'explique en partie par la relative cohérence des foliations éclogitiques. Comme indiqué sur la figure 1 C, la foliation bien que souvent plissée au niveau de l'affleurement montre une orientation assez régulière à l'échelle de la région. Ce caractère est particulièrement frappant en rive gauche de la Doire Baltea, au Sud de Pont Saint-Martin, où la foliation a un pendage NW assez faible.

Peu de critères de sens de cisaillement synéclogitiques sont visibles sur le terrain. Quelques bandes de cisaillement C' [13] où les omphacites sont déformées plastiquement sont parfois présentes dans les éclogites. Dans les micaschistes éclogitiques, ces mêmes bandes s'avèrent le plus souvent postérieures à la déformation éclogitique.

Lorsque des critères sont présents, ils montrent généralement un sens de cisaillement vers le Nord. De par leur faible nombre, ils ne permettent pas, à eux seuls, de conclure en terme de sens de cisaillement à l'échelle de la zone.

LA DÉFORMATION SCHISTE VERT. — La linéation d'étirement liée à cette déformation est matérialisée par la croissance d'amphiboles bleues vertes à vertes et de chlorite en zone abritée.

Elle est relativement bien réglée et a une direction environ N 120 dans la partie interne de la zone et N 90 sur la bordure occidentale (fig. 2 B). Schistosité et linéation sont associées à des critères de sens de cisaillement relativement abondants, quelle que soit l'unité : les bandes C' sont fréquentes dans toutes les lithologies. Les zones abritées autour des objets rigides (feldspaths potassiques, grenats) sont souvent disymétriques. Ces critères attestent d'un sens de cisaillement vers l'Ouest lors de la déformation D 2.

CONCLUSION. — Si l'histoire de la zone Sesia Lanzo est complexe en terme de phase de plissement, elle s'avère relativement simple en terme de direction principale d'étirement fini. On met ainsi en évidence un changement de cette direction entre la déformation éclogitique où elle est N-S et la déformation rétomorphique où elle est globalement E-W.

Ces déformations étant liées à des cisaillements intenses, la variation de ces directions peut être assimilée à une variation de la direction de déplacement de la zone Sesia Lanzo. En d'autres termes, la variation de la direction principale d'extension implique un changement de la cinématique des unités lithosphériques en présence au cours de l'histoire alpine au sens large.

L'évolution suivante est donc proposée pour la zone Sesia Lanzo :

(a) pendant l'événement éo-alpin (Crétacé), une direction de déplacement proche de la direction N-S, contemporaine du développement de paragenèses éclogitiques;

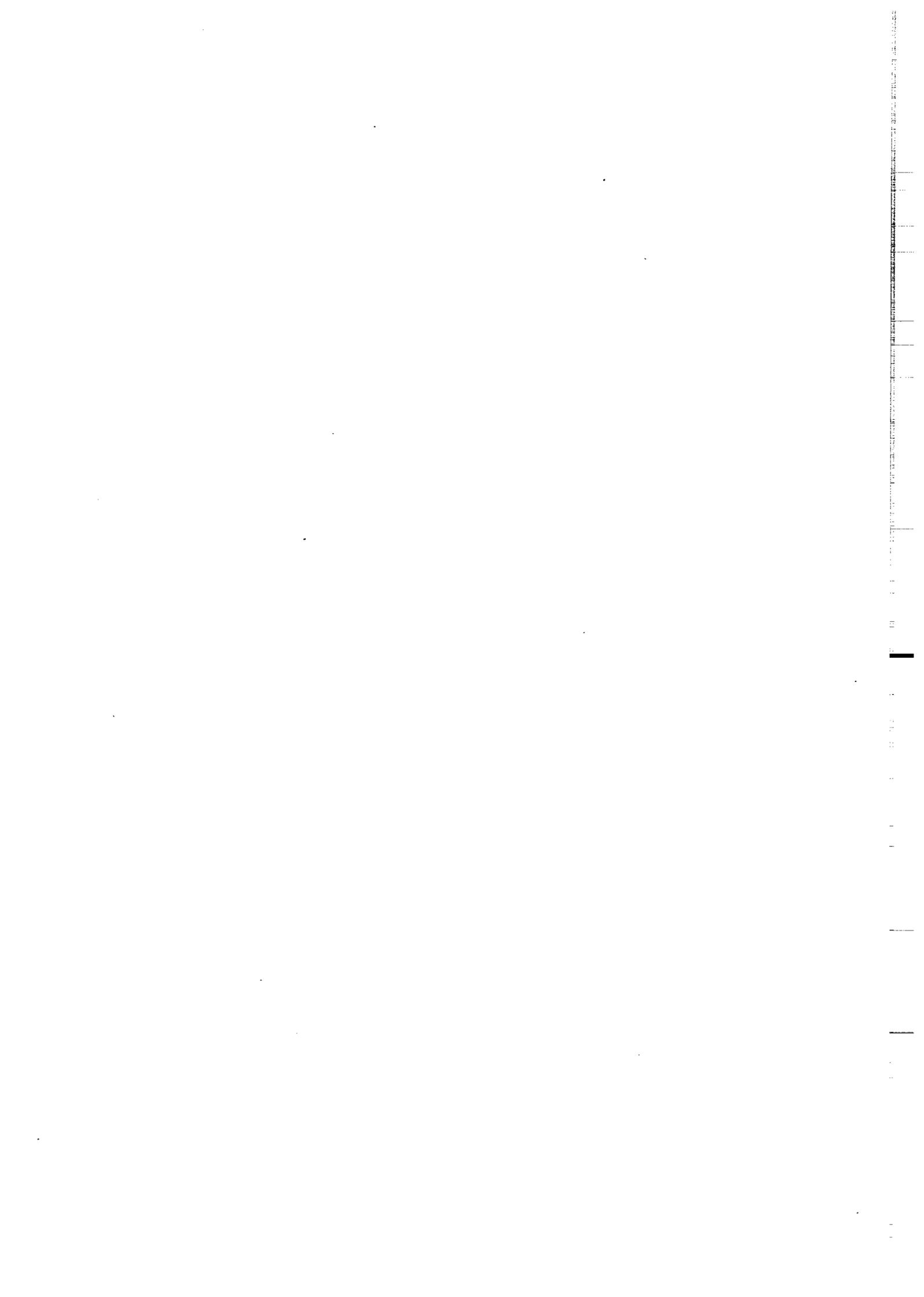
(b) au cours de l'événement alpin, un déplacement de direction globalement E-W synchrone de paragenèses schistes verts, principalement développées sur la bordure externe de cette unité.

Reçue le 29 septembre 1986.

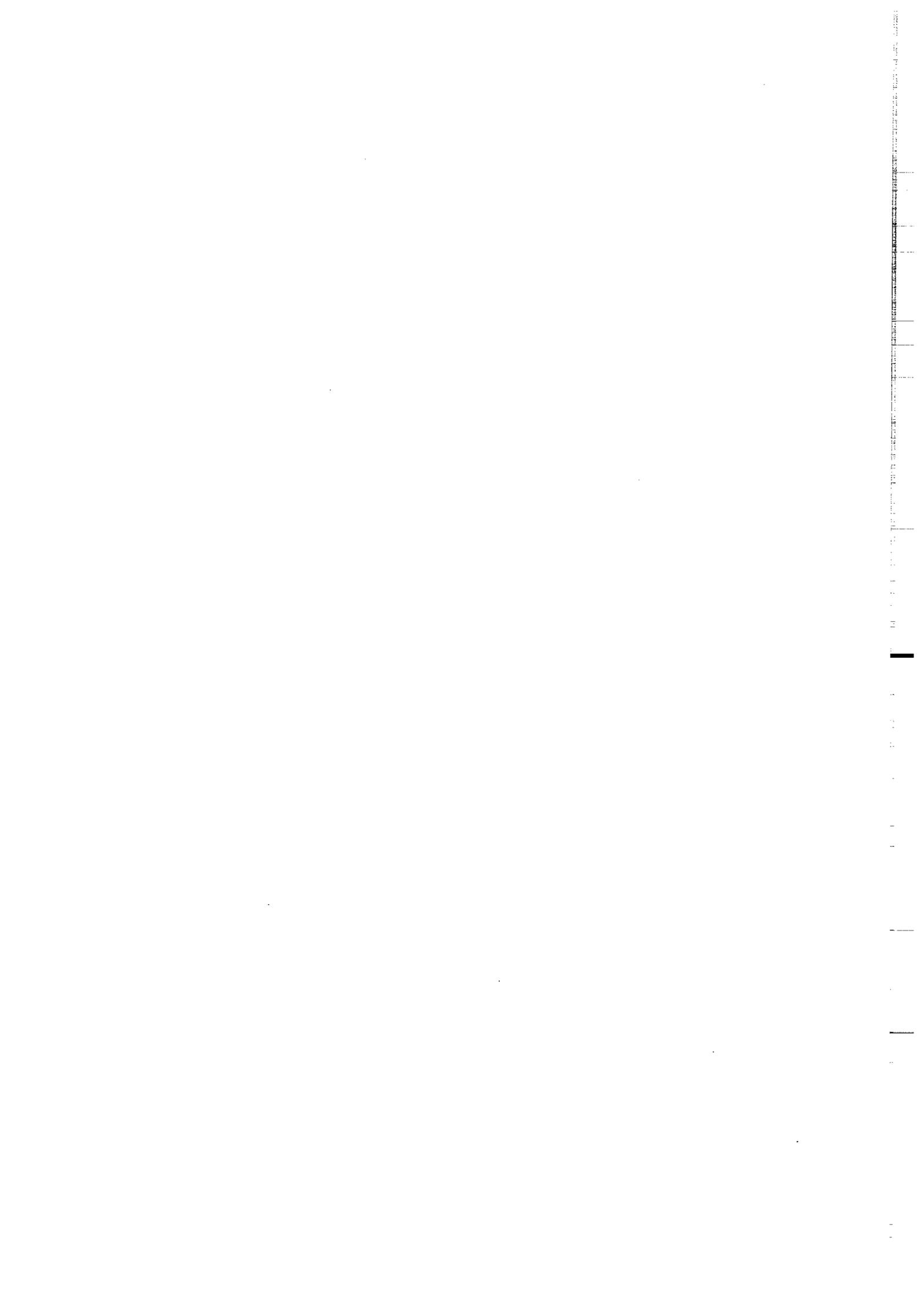
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] R. COMPAGNONI et coll., *Rendi. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33, 1977, p. 281-334.
- [2] D. C. RUBIE, *J. Geol.*, 92, 1984, p. 21-35.
- [3] P. GILLET et coll., *Earth Planet. Sc. Lett.*, 78, 1986, p. 44-52.
- [4] C. W. PASSCHIER et coll., *Geol. Mijnbouw*, 60, 1981, p. 497-507.
- [5] F. CARRARO, G. V. DAL PIAZ et R. SACCHI, *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, n° 2, 1970, p. 197-224.
- [6] J. C. HUNZIKER, *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, XXXI, 1974, p. 1-55.
- [7] J. CARPENA, *Thèse Sc.*, Paris-XI, 1984, 208 p.
- [8] G. GOSSO, *Rendi. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33, 1977, p. 389-407.
- [9] J. M. LARDEAUX, *Thèse 3^e cycle*, Paris-VI, 1981, 240 p.
- [10] P. F. WILLIAMS et R. COMPAGNONI, *J. Metam. Geol.*, 1, 1983, p. 117-140.
- [11] E. BARBOTIN, *D.E.A.*, Rennes, 1983, 46 p.
- [12] C. HY, *Thèse 3^e cycle*, Paris-VI, 1984, 198 p.
- [13] D. BERTHE, P. CHOUKROUNE et D. GAPAIS, *Bull. Minéral.*, 102, 1979, p. 265-272.

Centre Armoricaïn d'Étude structurale des Socles,
Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex.



**ANNEXE III:
CONDITIONS P-T DU METAMORPHISME ANTE-ALPIN DANS LA
"SECONDE ZONE DIORITO-KINZIGITIQUE" (ZONE SESIA-LANZO,
ALPES OCCIDENTALES).**



Publié avec l'aimable autorisation
de SCHWEIZ MINERAL. PETROGR. MITT.

Conditions P-T du métamorphisme anté-alpin dans la «seconde zone diorito-kinzigitique» (Zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales).

par J. P. Vuichard¹

Abstract

The "seconda zona diorito kinzigitica" (IIDK) is an austroalpine unit localised in the northern part of the Sesia-Lanzo zone. It is one of the uppermost units of the internal Western Alps. The IIDK contains well preserved high temperature parageneses of prealpine age. The aim of this work is to discuss P-T conditions of the prealpine metamorphism in the IIDK.

A detailed study of metapelitic rocks is presented. The high temperature paragenesis is made of quartz + plagioclase + garnet + biotite + sillimanite + ilmenite. Microprobe analyses show that garnet is zoned (alm 65 gr 20 py 13 at the core and alm 78 gr 04 pyr 15 at the rim). Plagioclase is more calcic where included in garnet (An_{50}) than in the matrix (An_{30}). Biotite is generally more magnesian inside garnet ($Mg/Mg + Fe \approx 0.58$) than in the matrix ($Mg/Mg + Fe \approx 0.48$). Equilibrium conditions of the prealpine assemblage have been estimated at around 6 kbar and 700-750°C. Water activity in the fluid phase was less than 1.

P-T conditions of the prealpine metamorphism are very similar in the IIDK and in the Ivrea zone. The IIDK belongs to the group II granulites of PIN and VIELZEUF (1983) classification. As the Ivrea zone, the IIDK were probably located at the bottom of the Southalpine crust before the alpine collision history.

Keywords: Pressure-Temperature conditions, prealpine metamorphism, Sesia-Lanzo zone, Western Alps.

Résumé

La seconde zone diorito kinzigitique (IIDK) est une unité austroalpine localisée dans la partie nord de la zone Sesia-Lanzo. C'est l'une des unités les plus élevées des Alpes occidentales. La préservation des paragenèses antéalpines y est en général excellente. Le but de ce travail est donc de préciser les conditions P-T du métamorphisme anté-alpin dans la IIDK.

Une étude détaillée a été effectuée dans une métapélite. La paragenèse de haute température est formée de quartz + plagioclase + grenat + biotite + sillimanite + ilménite. L'analyse des phases à la microsonde montre que le grenat est zoné (alm 65 gr 20 py 13 au cœur, alm 78 gr 04 pyr 15 en bordure). Le plagioclase est plus calcique lorsqu'il est en inclusion dans le grenat (An_{50}) que dans la matrice (An_{30}). La biotite est généralement plus magnésienne à l'intérieur du grenat ($Mg/Mg + Fe \approx 0.58$) que dans la matrice ($Mg/Mg + Fe \approx 0.48$). Les conditions d'équilibration de cet assemblage ont été estimées à environ 6 kbar et 700-750°C. L'activité de l'eau dans la phase fluide est inférieure à 1.

Les conditions PT du métamorphisme pré-alpin dans la IIDK et la zone d'Ivrée sont semblables. Les roches de la IIDK sont des granulites de groupe II dans la classification de PIN et VIELZEUF (1983). Comme la zone d'Ivrée, la IIDK est probablement située à la base de la croûte sudalpine avant le début de la collision alpine.

¹ Laboratoire de Tectonique, Centre Armoricaire d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cédex, France.

Liste des abréviations:

- alm	almandin	- ky	disthène
- an	anorthite	- L	liquide
- and	andalousite	- mus	muscovite
- ann	annite	- op	opaque
- amph	amphibole	- phl	phlogopite
- ap	apatite	- pl	feldspath plagioclase
- bi	biotite	- py	pyrope
- cc	calcite	- qz	quartz
- gr	grossulaire	- ru	rutile
- gt	grenat	- sil	sillimanite
- ilm	ilménite		
- kF	feldspath potassique		

1. Introduction

Dans une chaîne de collision les études pétrologiques nous apportent deux types d'informations (GILLET et al., 1986):

- L'étude de l'évolution P-T de chaque unité nous renseigne sur les modalités de leur mise en place et en particulier sur leur ordre d'empilement.

- La connaissance des conditions P-T du métamorphisme anté-collision nous permet de contraindre la position de chaque unité au sein de la croûte continentale avant la collision.

Dans les Alpes occidentales, la collision a superposé (de bas en haut) les croûtes européenne, océanique et austroalpine (DAL PIAZ et al., 1972). Cette dernière est constituée de différentes unités dont certaines montrent une exceptionnelle préservation de paragenèses métamorphiques antéalpines de haut grade en conditions amphibolitiques à granulitiques (COMPAGNONI et al., 1977).

Ces unités, actuellement les plus élevées dans l'édifice alpin, sont l'unité de Valpelline dans la nappe de la Dent Blanche (ARGAND, 1906; MASSON, 1938; DIEHL et al., 1952) et la «seconde zone diorito-kinzigitique» (IIDK) dans la zone Sesia Lanzo (CARRARO et al., 1970; DAL PIAZ et al., 1971, COMPAGNONI et al., 1977) (Fig. 1).

L'objectif de ce travail est de préciser les conditions P-T du métamorphisme antéalpin dans la IIDK ce qui permettra (i) une compa-

raison avec l'unité sud-alpine d'Ivrée et (ii) de préciser la position de la IIDK au sein de la croûte austroalpine antérieurement aux événements alpins.

2. Contexte géologique

2.1. INTRODUCTION

Les roches étudiées appartiennent à la zone Sesia-Lanzo qui est l'unité la plus interne des Alpes occidentales. Dans la zone Sesia-Lanzo sont classiquement distinguées (COMPAGNONI et al., 1977) fig. 1):

- Une unité dont l'éclogitisation est presque complète (les micaschistes éclogitiques), en position interne dans la zone Sesia-Lanzo.

- Une deuxième unité (les gneiss minuti) constituée en majeure partie d'orthogneiss métamorphisés en condition schiste vert (LATTARD, 1974) et située à l'Ouest de la zone Sesia-Lanzo.

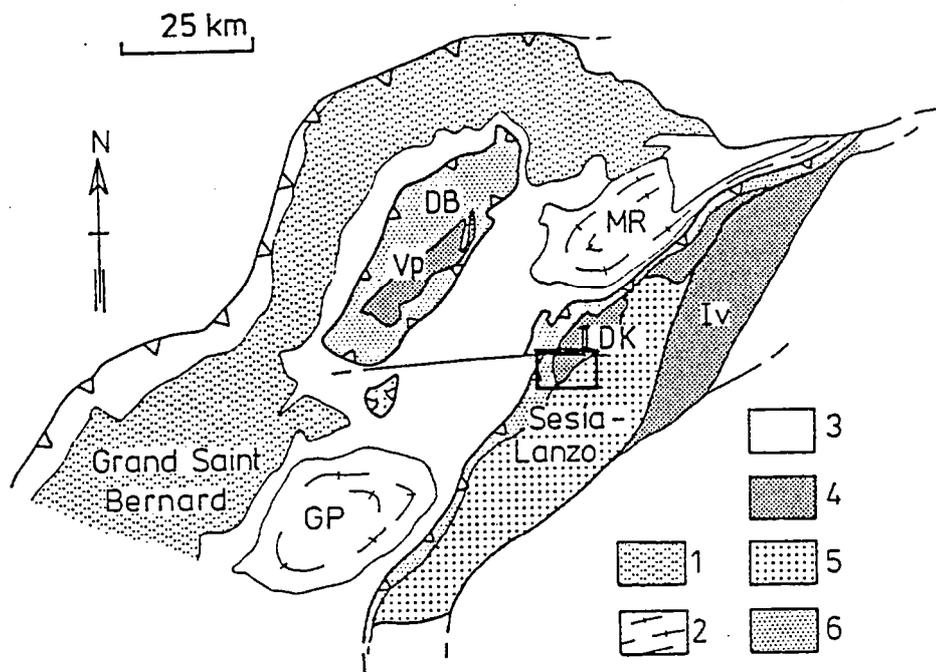
- Enfin l'unité qui nous intéresse ici, la «seconde zone diorito-kinzigitique» (IIDK) qui affleure en deux lambeaux distincts au nord de la Zone Sesia-Lanzo. Cette Unité n'est que localement affectée par le métamorphisme alpin (DAL PIAZ et al., 1971; GOSSO, 1977; LARDEAUX, 1981; LARDEAUX et al., 1982; RUBIE, 1984): elle préserve des paragenèses antéalpines de haut grade.

La IIDK repose sur les «micaschistes éclogitiques» par l'intermédiaire d'un chevauchement synéclogitique (LARDEAUX, 1981; LARDEAUX et al., 1982; VUICHARD, 1987). Elle représente pour ces auteurs la base d'une unité austroalpine charriée sur les «micaschistes éclogitiques» lors de l'événement éoalpin. Elle est considérée par sa constitution lithologique, son métamorphisme antéalpin et sa situation structurale comme l'équivalent de la série de Valpelline (FRANCHI, 1905; NOVARESE, 1906) dans la nappe de la Dent-Blanche et de la Zone d'Ivrée dans l'ensemble Sud-Alpin (CARRARO et al., 1970; DAL PIAZ et al., 1971; BALLÈVRE et al., 1986).

2.2. LITHOLOGIE

Les roches les plus abondantes dans la IIDK sont des métapélites («kinzigites»). Sont également présents en quantité moindre, des

Fig. 1 Schéma structural des Alpes occidentales: (1) unités européennes externes. (2) unités européennes internes. (3) unités océaniques. (4) unités austroalpines ou sudalpines «kinzigitiques». (5) unité des «micaschistes éclogitiques». (6) unités d'Arolla et des «gneiss minuti». DB: Dent-Blanche; GP: Grand Paradis; MR: Mont-Rose; IIDK: seconde zoné diorito-kinzigitique; Iv: Zone d'Ivrée; Vp: unité de Valpelline.



marbres, des amphibolites et localement des ultrabasites (Val Artogna, BECCALUVA et al., 1978-1979). Ces roches sont rapportées à un socle antéalpin en raison du métamorphisme de haut grade qui les affecte (cf. infra). Aucune couverture sédimentaire mésozoïque n'y est connue (DAL PIAZ et al., 1971; LARDEAUX, 1981; BALLÈVRE et al., 1986).

2.3. CONDITIONS P-T ET ÂGE DU MÉTAMORPHISME ANTÉALPIN

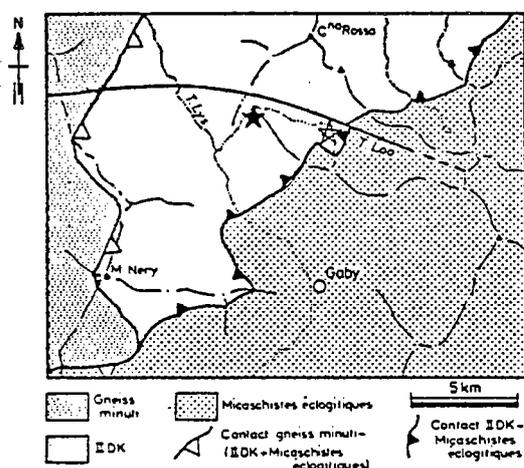
La IIDK a été métamorphisée à la transition entre les faciès amphibolite et granulite (DAL PIAZ et al., 1971; BERTOLANI, 1971; GOSSO, 1977). Aussi les filons de pegmatoïdes sont-ils souvent considérés comme les produits de fusion des termes les plus acides (BERTOLANI, 1971; RUBIE, 1984), comme dans la zone d'Ivrée (SCHMID et WOOD, 1976; BORIANI, 1982). Une étude pétrographique détaillée a été effectuée par BERTOLANI (1971) dans le lambeau le plus septentrional de la IIDK (Fig. 1). Il y observe une faible augmentation des condi-

tions du métamorphisme antéalpin du sud vers le nord, qu'il rapproche de la zonation métamorphique visible en zone d'Ivrée: le nord de ce lambeau de IIDK est métamorphisé en conditions granulitiques alors que le sud l'est en faciès amphibolite de haut grade.

L'âge du métamorphisme n'est pas connu avec certitude. Quelques âges Rb/Sr sur micas ont été effectués par HUNZIKER (1974), âges compris entre 200 et 160 M.a.

Dans le cadre d'une comparaison des différentes unités austroalpines des Alpes occidentales, nous nous sommes attachés à préciser les conditions du métamorphisme antéalpin dans la IIDK. Les roches étudiées sont situées dans le Val Gressoney, à la base de l'unité (Fig. 2). Dans cette région la déformation alpine n'affecte la IIDK que dans d'étroites zones de cisaillement ductiles. En dehors de celles-ci, des transformations métamorphiques alpines statiques sont fréquemment visibles: ainsi le plagioclase antéalpin est souvent pseudomorphosé par différentes phases de très faible taille, parmi lesquelles est parfois identifiable la zoisite.

Fig. 2 Localisation des échantillons étudiés. Etoile vide: échantillons ELB 1 à ELB 15. Etoile pleine: échantillons L00'1 à L00'15.



3. Pétrographie

Les paragenèses antéalpines observées dans les diverses lithologies (Tab. 1) sont les suivantes:

- Dans les métapélites la paragenèse la plus fréquente est $qz + gt + pl + bi + op \pm ap$ auxquels s'ajoute parfois la sillimanite.
- Dans les amphibolites l'association $qz + amph + bi + pl + op + ap \pm gt$ est la plus commune.
- Dans les marbres la paragenèse observée est $cc + qz + amph + op + ap$.
- Enfin dans les pegmatoïdes, outre quartz et plagioclase, du feldspath potassique et du mica blanc sont visibles.

Ces paragenèses (Tab. 1) témoignent d'un métamorphisme à la limite des faciès amphibolite et granulite et sont comparables aux paragenèses de la partie orientale de la zone d'Ivrée (MENEHRT, 1975; SCHMID et WOOD, 1976; ZINGG, 1960 et 1983). Une métapélite présentant une excellente préservation des phases antéalpines a été sélectionnée pour une étude pétrologique approfondie.

La métapélite étudiée (échantillon L00'15) présente un litage métamorphique net marqué par l'alternance de niveaux clairs à quartz-plagioclase et sombres à biotite-sillimanite. Les minéraux présents sont par ordre relatif d'abondance le plagioclase, la biotite, la silli-

manite, le grenat, le quartz, la chlorite et l'ilménite.

- *Le grenat* est de forte taille (≈ 5 mm) par rapport aux autres minéraux. La répartition des inclusions au sein du grenat n'est pas aléatoire: au cœur du grenat des pseudomorphoses à muscovite et quartz sont incluses. Celles-ci, de forme polygonale, pourraient être d'anciens disthènes. En bordure du grenat, la biotite et le plagioclase sont très fréquemment inclus. Enfin l'ilménite et le quartz sont présents aussi bien au cœur qu'en périphérie.

- *La biotite*, de taille millimétrique, est abondante à la fois en inclusion dans le grenat et dans la matrice. Elle est également parfois incluse dans le plagioclase. Elle ne montre pas de trace de déformation interne (extinction onduleuse, kink bands) et possède un fort pléochroïsme dans les bruns-rouges. Dans la matrice elle se déstabilise parfois en chlorite.

- *La sillimanite* est de type fibrolite. Ses relations texturales avec les autres phases sont difficiles à établir. Elle semble néanmoins croître aux dépens de la biotite. Ces observations sont en accord avec les travaux de CARMICHAEL (1969) qui propose l'intervention de réactions couplées lors de la croissance de la sillimanite.

- *La chlorite* est exclusivement présente dans la matrice où elle se développe le plus souvent aux dépens de la biotite, parfois également à partir du grenat, notamment lorsque celui-ci est fracturé. Dans le premier cas elle possède un très faible pléochroïsme et polarise dans les gris du premier ordre. Dans le second cas son pléochroïsme est plus marqué et elle polarise avec des teintes anormales dans les bleu-violet.

La paragenèse primaire est donc composée de quartz + plagioclase + grenat + biotite + sillimanite + ilménite, la chlorite étant une phase secondaire.

4. Minéralogie

L'étude de la chimie des phases minérales présentes dans la roche a été réalisée à la microsonde Ouest (Ifremer, Brest). La tension d'accélération est de 15 kV, l'intensité du courant échantillon de 15 nA et le temps de comptage de 6 s. Des minéraux naturels sont utilisés comme standards.

Tab. 1 Paragénèses observées dans les différentes lithologies.

Echantillons		qz	cc	gt	bi	amph	pl	kf	sil	mus	op	ap
L00'1	amphibolite	x			x	x	x				x	
L00'2	paragneiss	x		x	x		x				x	x
L00'3	paragneiss	x		x	x		x				x	x
L00'4	paragneiss	x			x	x	x				x	x
L00'5	paragneiss	x			x	x	x				x	
L00'9	marbre	x	x			x					x	x
L00'10A	paragneiss	x		x	x		x		x		x	x
L00'10B	pegmatoïde	x					x	x		x		
L00'11	amphibolite	x			x	x	x				x	x
L00'12	amphibolite	x			x	x	x				x	x
L00'14	amphibolite	x			x	x	x				x	x
L00'15	paragneiss	x		x	x		x		x		x	x
ELB 1	paragneiss	x		x	x		x		x		x	x
ELB 3	paragneiss	x		x	x		x				x	x
ELB 4	paragneiss	x		x	x		x				x	x
ELB 5	paragneiss	x		x	x		x				x	x
ELB 6	amphibolite				x	x	x				x	x
ELB 9	amphibolite			x		x	x				x	
ELB 10	amphibolite	x		x	x	x	x				x	x
ELB 11	amphibolite	x		x	x	x	x				x	x
ELB 13	paragneiss	x		x	x		x				x	x
ELB 15	paragneiss	x		x	x		x				x	x

1) *Le grenat* (Tab. 2) a une composition moyenne proche du pôle almandin ($X_{alm} \approx 0.74$) (Fig. 3). La fraction molaire la plus forte est ensuite la fraction pyrope (≈ 0.2). La fraction grossulaire bien que variable y est toujours assez faible (≈ 0.05) ainsi que la fraction spessartine (< 0.05). Le contenu en fer ferrique est nul.

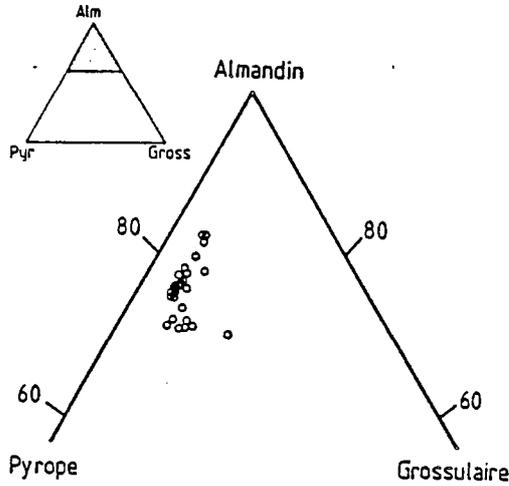
Le grenat est assez fortement zoné (Fig. 4). Cette zonation peut être décomposée en deux parties:

- La première partie est observée au cœur du grenat et se traduit, du cœur vers la bordure, par une diminution de la teneur en Ca, une

augmentation des teneurs en Fe et Mg et du rapport $Mg/Fe + Mg$. La teneur en Mn demeure négligeable. Ce type de zonation est exceptionnel dans les roches de haut grade où le cœur des grenats est en général non zoné. Il s'agit probablement d'une zonation de croissance (TRACY, 1982).

- La deuxième partie est développée en bordure du grenat sur environ 300 μm et se traduit par une chute du rapport $Mg/Fe + Mg$, une faible augmentation de la teneur en Mn alors que la teneur en Ca continue à décroître. Ce type de zonation peut être interprété comme une zonation de diffusion (TRACY, 1982), lors

Fig. 3 Composition du grenat dans le diagramme ternaire almandin-pyrope-grossulaire.

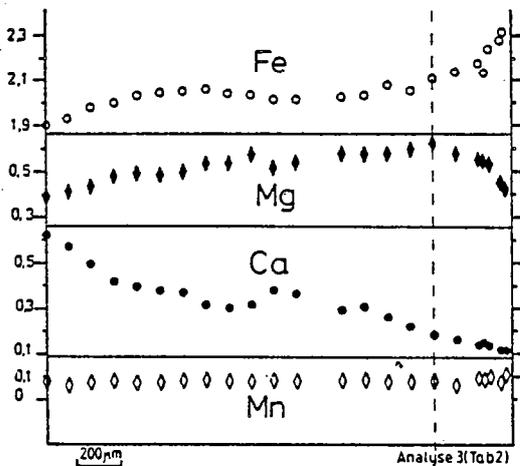


de l'échange $FeMg_{-1}$ (grenat) = $FeMg_{-1}$ (biotite). Elle est par ailleurs semblable à celles observées par SCHMID et WOOD (1976) sur des roches similaires de la zone d'Ivrée.

2) Les plagioclases montrent une forte variation de la valeur de la substitution Na, Si, $Ca_{-1}Al_{-1}$ selon leur site de croissance (Tab. 3):

- Pour les plagioclases présents dans la matrice, la valeur de cette substitution est $An_{33} \pm 3$ qu'ils soient ou non en contact avec le grenat. Ces plagioclases matriciels sont faiblement zonés, la bordure étant légèrement enrichie en

Fig. 4 Profil de zonation d'un porpyroblaste de grenat (nombre d'atomes pour 12 oxygènes).



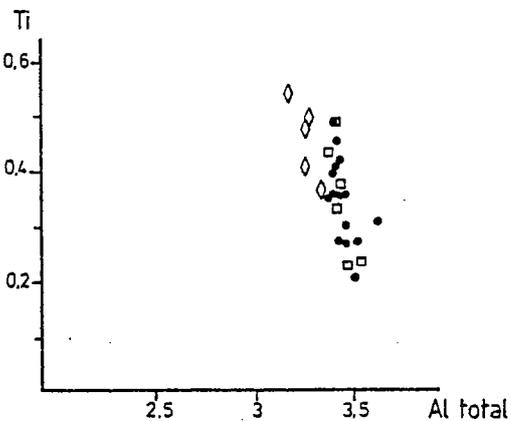
anorthite (+2%). L'origine de cette zonation sera discuté dans le paragraphe suivant.

- Les plagioclases en inclusion dans le grenat ont une substitution anorthitique beaucoup plus élevée que ceux de la matrice, la valeur de celle-ci atteignant fréquemment An_{55} (Tab. 3). D'importantes variations de composition existent néanmoins d'une inclusion à l'autre, souvent imputables à l'existence de fractures (facilitant la diffusion) au sein du grenat.

3) Les biotites ont une forte teneur en titane (2-4%, Tab. 4), quel que soit leur site de croissance. Les biotites en inclusions dans le plagioclase ont en moyenne des teneurs plus fortes en titane que celles de la matrice (Fig. 5); leur rapports $Mg/Mg + Fe$ sont par contre identiques (0.48). Celles incluses dans le grenat ont en général des compositions plus magnésiennes ($Mg/Mg + Fe \approx 0.58$) que les biotites matricielles. Ce phénomène avait déjà été observé par SCHMID et WOOD (1976) et par HUNZIKER et ZINGG (1980) dans les kinzigites de la zone d'Ivrée. Toutefois, pour une même inclusion des variations de composition existent, le cœur étant généralement plus magnésien que la bordure, des variations importantes existant également d'une inclusion à l'autre. Aucune évolution de la teneur en titane n'accompagne ces différences de fractionnement Fe-Mg.

4) L'ilménite possède une assez faible substitution $MnFe_{-1}$ ($MnO < 2\%$, Tab. 5). Sa composition est très proche du pôle pur $FeTiO_3$ ce qui indique une faible teneur en Fe^{3+} .

Fig. 5 Composition des biotites dans un diagramme Ti/Al (nombre d'atomes pour 22 oxygènes). Losanges: biotites en inclusion dans le plagioclase. Carrés: biotites en inclusion dans le grenat. Cercles: biotites matricielles.



Tab. 2 Analyses représentatives de grenat. Cœur de grenat: analyses I et 2. Bordure de grenat: analyses 4, 5 et 6 (Analyse 3: voir Fig. 4 et texte).

	Grenats					
	1	2	3	4	5	6
Si O ₂	30,17	30,36	37,30	37,93	30,16	30,36
Ti O ₂	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,36	21,24	21,60	21,60	22,01	22,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,09
Fe ₂ O ₃	20,09	20,03	32,30	33,10	36,04	33,54
MnO	1,19	1,20	1,25	1,73	1,34	1,40
MgO	3,28	3,25	3,29	3,30	3,04	4,32
CaO	7,29	7,20	2,16	1,33	1,45	1,34
Na ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,03	0,10	0,00
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02
TOT	100,26	100,46	100,00	101,45	100,95	101,07

(valeurs pour 12 Oxygènes)

	1	2	3	4	5	6
Si	3,011	3,022	2,949	2,997	3,000	3,011
Al IV	0,000	0,000	0,051	0,003	0,000	0,000
Al I	3,011	3,022	3,000	3,000	3,000	3,011
Al VI	1,987	1,973	1,970	2,017	2,045	2,036
Ti	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,005
Fe ³⁺	0,000	0,004	0,029	0,000	0,000	0,000
	1,991	1,978	2,000	2,017	2,046	2,042
Fe ²⁺	1,907	1,910	2,107	2,220	2,244	2,202
Mn	0,080	0,080	0,084	0,116	0,089	0,093
Mg	0,305	0,302	0,624	0,421	0,451	0,506
Ca	0,616	0,615	0,103	0,113	0,122	0,113
Na	0,000	0,013	0,003	0,005	0,015	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002
TOT	2,989	3,000	3,000	2,980	2,922	2,916

Tab. 3 Analyses représentatives de plagioclase. Plagioclase inclus dans le grenat: analyses 1, 2 et 3. Plagioclases matriciels: analyses 4 et 5 (cœur de plagioclase), 6 et 7 (bordure de plagioclase).

	Plagioclases						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53,78	55,25	54,42	60,34	60,34	59,33	59,42
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	30,07	20,06	20,75	25,02	24,09	25,34	25,56
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,32	0,57	0,30	0,00	0,04	0,13	0,26
MnO	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00
MgO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,04	10,82	11,34	6,55	6,61	7,07	6,93
Na ₂ O	4,50	5,09	4,99	7,76	7,95	7,42	7,56
K ₂ O	0,14	0,07	0,26	0,04	0,22	0,11	0,06
TOT	100,72	100,89	100,15	99,73	100,22	99,47	99,80

(valeurs pour 8 Oxygènes)

	1	2	3	4	5	6	7
Si	2,414	2,472	2,457	2,409	2,404	2,459	2,455
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
Al	1,591	1,522	1,530	1,314	1,305	1,339	1,346
Cr	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,012	0,021	0,014	0,000	0,001	0,005	0,010
Mn	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000
Mg	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,570	0,519	0,549	0,313	0,315	0,339	0,332
Na	0,392	0,442	0,437	0,671	0,686	0,645	0,655
K	0,008	0,004	0,015	0,002	0,012	0,006	0,004
TOT	4,909	4,909	5,002	4,990	5,009	4,996	5,002

Tab. 5 Analyses représentatives d'ilménite.

	Ilménite	
	1	2
SiO ₂	0,00	0,00
TiO ₂	52,06	53,28
Al ₂ O ₃	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,11
FeO	45,41	45,99
MnO	1,30	1,77
MgO	0,03	0,06
CaO	0,00	0,00
Na ₂ O	0,08	0,00
K ₂ O	0,00	0,04
TOT	99,76	101,20

Cations pour 3 oxygènes

Si	0,000	0,000
Ti	1,004	0,959
Al	0,000	0,000
Cr	0,000	0,002
Fe	0,959	0,958
Mn	0,029	0,037
Mg	0,001	0,002
Ca	0,000	0,000
Na	0,004	0,000
K	0,000	0,001
Total	1,997	1,999

Tab. 4 Analyses représentatives de biotites. Biotites incluses dans le grenat: analyses 1, 2 et 3. Biotites matricielles: analyses 4, 5 et 6. Biotites incluses dans le plagioclase: analyses 7, 8 et 9.

	Biotites								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	33,23	35,74	35,10	35,96	36,30	36,26	35,00	36,15	35,54
TiO ₂	2,39	2,42	4,41	2,06	3,36	4,36	4,77	3,64	4,14
Al ₂ O ₃	19,10	10,99	19,01	19,45	19,12	19,27	17,50	10,11	10,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	19,92	15,01	15,97	10,71	10,01	15,42	10,60	10,62	10,73
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,02	0,00	0,07	0,07
MgO	9,16	12,06	11,96	9,62	9,64	11,46	9,51	9,55	9,74
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Na ₂ O	0,26	0,10	0,11	0,17	0,14	0,35	0,00	0,07	0,10
K ₂ O	9,26	9,09	9,19	10,03	9,76	9,41	9,40	10,07	9,46
TOT	95,40	95,17	95,00	96,02	96,53	96,57	95,74	96,32	95,93

Cations pour 22 Oxygènes

Si	5,336	5,360	5,235	5,420	5,617	5,336	5,407	5,440	5,366
Al IV	2,634	2,632	2,765	2,500	2,503	2,664	2,593	2,560	2,634
Al VI	0,010	0,731	0,570	0,076	0,700	0,680	0,537	0,653	0,581
Ti	0,273	0,274	0,494	0,234	0,377	0,402	0,542	0,411	0,470
Cr	0,000	0,009	0,007	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	2,530	1,906	1,900	2,359	2,240	1,090	2,350	2,344	2,366
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,002	0,000	0,009	0,010
Mg	2,000	2,699	2,652	2,160	2,143	2,514	2,141	2,141	2,192
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
Na	0,076	0,053	0,032	0,069	0,040	0,100	0,024	0,019	0,053
K	1,799	1,094	1,744	1,929	1,057	1,766	1,077	1,933	1,022
TOT	15,576	15,646	15,407	15,607	15,471	15,443	15,405	15,517	15,494

MÉTAMORPHISME DE LA ZONE SESIA-LANZO

5. Estimation des conditions P-T du métamorphisme antéalpin

De nombreux travaux sont à notre disposition pour nous permettre d'estimer les conditions physiques de cristallisation des paragenèses de haute température. Toutefois afin de s'affranchir de l'inconnue que représente l'activité de H₂O dans la phase fluide, nous n'avons utilisé que des équilibres entre phases solides (Tab. 6 et 7).

5.1. LES ÉQUILIBRES THERMOBARIMÉTRIQUES

sil = and et sil = ky (R1 et R'1):

La présence de sillimanite nous situe dans un domaine de relativement basse pression-haute température (Fig. 6). Les données d'HOLDWAY (1971) ont été utilisées pour la construction de la figure 6 en raison de leur compatibilité avec les assemblages naturels, en particulier avec l'existence de paragenèses à sillimanite-chloritoïde (HOLDWAY, 1978; GRAMBLING, 1981 et 1983; MILTON, 1986).

FeMg₋₁ (grenat) = FeMg₋₁ (biotite) (R2):

- La présence de grenat et biotite costable nous permet d'utiliser l'équilibre FeMg₋₁ (grenat) = FeMg₋₁ (biotite) pour préciser la température d'équilibre de la paragenèse. Plusieurs problèmes se posent en pratique:

1 - Le premier problème résulte des fortes teneurs en titane de la biotite: la plupart des modèles n'en tiennent pas compte et sont donc peu adaptés aux roches de haute température. Aussi avons-nous choisi la formulation d'IN-

DARES et MARTIGNOLE (1985a) qui, outre le Ti et l'Al^{VI} de la biotite, tient également compte de la présence de Ca et Mn dans le grenat.

2 - Un deuxième problème à résoudre lors de l'utilisation des géothermomètres dans les roches de haut grade est celui posé par l'importance des rééquilibrations par diffusion lors du trajet rétrograde: celles-ci oblitérent souvent la composition des phases à l'équilibre lors du «pic» de métamorphisme.

- Une première façon de résoudre ce problème est d'effectuer des couples de composition grenat-biotite où cette dernière est en inclusion dans le grenat et d'autres où la biotite est située en bordure du grenat (dans les deux cas, les analyses sont faites à environ 5-10 μm de part et d'autre de l'interface grenat-biotite). Dans le premier cas, on observe un groupement des valeurs de température entre 480 et 600°C pour une pression de 7 kbar (Fig. 6, courbes R2a). Dans le second cas, les températures calculées sont plus dispersées avec une répartition en deux pôles: l'un entre 480 et 600°C et l'autre entre 720 et 765°C (Tab. 8). Le premier pôle correspond à la température calculée à l'aide des couples grenat-biotite matricielle et suggère une rééquilibration partielle de ces couples. Le deuxième pôle est constitué de températures nettement plus élevées (Fig. 6, courbes R2b). Le grenat est plus magnésien, la biotite étant assez riche en fer: ces compositions sont probablement plus proches de celles correspondant au «pic» du métamorphisme.

- Une deuxième façon de connaître la composition des phases à l'équilibre lors du «pic» de métamorphisme est celle proposée par INDARES et MARTIGNOLE (1985b): le volume total du grenat étant faible par rapport à celui de la biotite, le rapport Fe/(Fe + Mg) de la biotite

Tab. 6 Equilibres utilisés pour le calcul des conditions P-T.

	Equilibres	Sources
R1	sil = and	Holdaway (1971)
R'1	sil = ky	Holdaway (1971)
R2	pyr + ann = alm + phl	Ferry et Spear (1978), Indares et Martignole (1985a)
R3	alm + 3 ru = sil + 3 ilm + 2 qz	Bohlen et al. (1983), Lang et Rice (1985)
R4	3 gr = an + 2 sil + qz	Newton et Haselton (1981)
R5	gr + 2 alm + 6 ru = 6 ilm + 3 an + qz	Bohlen et Liotta (1986)
R6a	qz + or + an + H ₂ O = L	Johannes (1984, 1985)
R6b	qz + pl + H ₂ O = L	Johannes (1985)

Tab. 7 Modèles de solution utilisés pour les équilibres R3 et R5.

	Modèle d'activité	Sources
Almandin	$a_{alm}^{gt} = (\gamma_{alm} \cdot x_{Fc}^{gt})^3$; $\gamma_{alm} = \exp(1/RT(-W_{CaMg} \cdot x_{Mg}^{gt} \cdot x_{Ca}^{gt}))$ $W_{CaMg} = 13007 - 6.3 T$ (J, °K)	Newton et Haselton (1981)
Grossulaire	$a_{gr}^{gt} = (\gamma_{gr} \cdot x_{Ca}^{gt})$; $\gamma_{gr} = \exp(\frac{W_{CaMg}((x_{Mg}^{gt})^2 + x_{Fc}^{gt} \cdot x_{Mg}^{gt})}{R \cdot T})$	Newton et Haselton (1981)
Anorthite	$a_{an}^{pl} = \frac{x_{Ca}^{pl}(1-x_{Ca}^{pl})^2}{4} \cdot \exp(\frac{(1-x_{Ca}^{pl})^2}{T} \cdot (1032 + 4726 \cdot x_{Ca}^{pl}))$	Newton et al. (1980)
Ilménite	$a_{Fc}^{ilm} = x_{Fc}^{ilm}$; $x_{Fc} = Fe/(Fe + Mg + Mn)$	

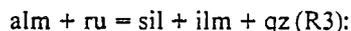
dans la matrice n'a pu évoluer fortement, l'unique autre phase ferromagnésienne étant le grenat.

La composition du grenat à l'équilibre avec la biotite matricielle est la plus magnésienne des compositions de grenat (analyse 3 de la figure 4 et du tableau 2). La température ainsi calculée est 715°C pour 7 kbar (Fig. 6, courbe R2c). La remarque suivante doit ici être faite: le grenat montrant une zonation de croissance assez prononcée au cours de laquelle le rapport Mg/(Fe + Mg) augmente, le grenat à l'équilibre avec la biotite matricielle devait être un peu plus magnésien. En conséquence la température calculée sera légèrement sous-estimée. Elle est du même ordre de grandeur que les plus élevées des températures calculées à l'aide des couples grenat/biotite incluse.

Tab. 8 Températures calculées en fonction du site de cristallisation de la biotite.

n° d'analyse	Site de la biotite	T°C (pour 7 kb)
91-97	matrice	590
101-102	matrice	479
173-171	matrice	586
182-183	matrice	524
161-162	matrice	400
		} R2a
93-94	en inclusion	725
95-96	en inclusion	764
186-187	en inclusion	719
97-98	en inclusion	552
99-100	en inclusion	494
154-155	en inclusion	597
190-189	en inclusion	493
		} R2b

En conclusion, le «pic» du métamorphisme a probablement eu lieu aux environs de 700-750°C. D'importantes rééquilibrations tardives sont observables.



Une autre contrainte est apportée par la stabilité de l'assemblage gt + qz + sil + ilm qui, en l'absence de rutile, permet d'estimer une pression maximale (BOHLEN et al., 1983). La courbe d'équilibre a été calculée en utilisant les modèles d'activité de NEWTON et HASELTON (1981) pour le grenat et l'expression de LANG et RICE (1985) pour l'équilibre entre les pôles purs. La composition de la bordure du grenat (analyse 3 de la figure 4 et du tableau 2) a été utilisée pour le calcul de cet équilibre. La pression maximale de cet assemblage est de 7 kbar pour une température de 700°C (Fig. 6).



La présence de l'assemblage grenat-plagioclase-sillimanite-quartz nous permet d'utiliser cet équilibre en tant que géobaromètre (KRETZ, 1959; GHENT, 1976). La réaction en jeu est:

$$3 CaAl_2Si_2O_8 = Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2 Al_2SiO_5 + SiO_2.$$

Cet équilibre a fait l'objet de nombreux travaux (HAYS, 1966; HARIYA et KENNEDY, 1968; GHENT, 1976; SCHMID et WOOD, 1976; GOLDSMITH, 1980; NEWTON et HASELTON, 1981), ceux de NEWTON et HASELTON (1981) étant ici utilisés.

De la même façon que pour les équilibres

précédents, il est important de connaître la composition des phases lors du «pic de métamorphisme». Des couples grenat-plagioclase ont ainsi été effectués dans divers sites structuraux:

- Les couples dont le plagioclase est dans la matrice donnent des pressions assez faibles, de l'ordre de 5-6 kbar pour 700°C (Fig. 6, courbes R4a).

- Les couples dont le plagioclase est inclus dans le grenat donnent des valeurs de pression plus élevées comprises entre 5,7 et 7 kbar pour une température de 700°C (Fig. 6, courbes R4b).

Cette différence pose le problème de la nature de la zonation en calcium du grenat et du plagioclase. La zonation du plagioclase est marquée par un faible enrichissement en anorthite. La seule autre phase calcique de la roche est le grenat qui montre une décroissance irré-

gulière de la fraction grossulaire du cœur vers la bordure (Fig. 4).

Les zonations observées mettent probablement en jeu l'équilibre R4. Elles traduisent alors une décompression qui est forte si la température chute simultanément (Fig. 6). La signification de ces zonations est en effet étroitement dépendante de la variation en température. L'analyse texturale montre que la réaction R4 n'a probablement pas lieu lors de la rétrogenèse (c'est-à-dire lors de la chute de température et de la rééquilibration de la paire grenat-biotite), ce qui aurait conduit à une forte décompression. Plus probablement, elle correspond à la fin de l'équilibration de la paragenèse et est donc proche du climax métamorphique. En conséquence, c'est la composition de la bordure du plagioclase et du grenat (Fig. 6, courbes R4a) qui permet d'estimer la pression lors du «pic» du métamorphisme (de

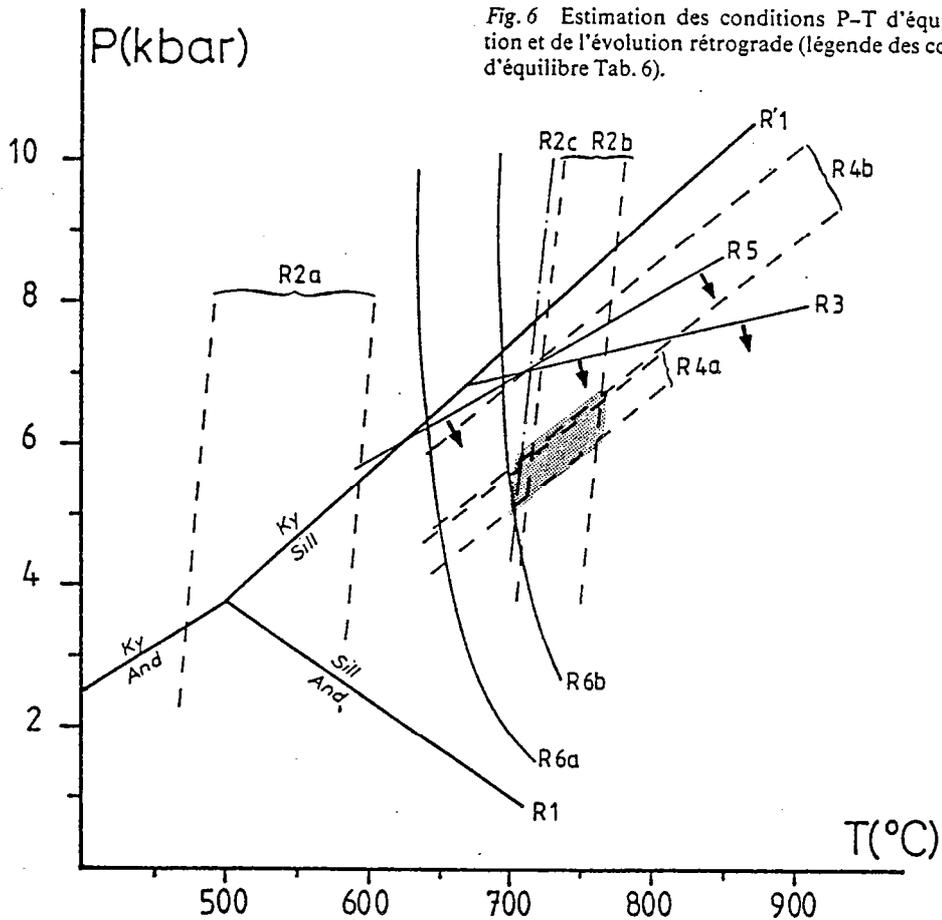


Fig. 6 Estimation des conditions P-T d'équilibration et de l'évolution rétrograde (légende des courbes d'équilibre Tab. 6).

l'ordre de 5-6 kbar pour une température de 700°C).

$gr + alm + ru = ilm + an + qz$ (R5, Tab. 7).

Cet assemblage permet d'estimer, en l'absence de rutile, une valeur maximale de la pression (BOHLEN et LIOTTA, 1986). La courbe d'équilibre a été calculée (i) à l'aide des modèles d'activité de NEWTON et HASLTON (1981) pour le grenat, de NEWTON et al. (1980) pour le plagioclase (Tab. 3) et (ii) avec les compositions des bordures des phases grenat et plagioclase. La pression maximale de l'assemblage observé est environ 7 kbar pour une température de 700°C (Fig. 6).

5.2. LES COURBES DE FUSION PARTIELLE

Les conditions P-T obtenues situent ces roches dans le champ de fusion des granites (JOHANNES, 1984; JOHANNES, 1985) (Fig. 6: courbe R6a) pour une activité de l'eau égale à 1. Toutefois, si l'équilibre quartz + orthose + plagioclase + H₂O = liquide a certes pu jouer (SCHMID et WOOD 1976) ce qui confirmerait le caractère de restites de ces roches (SCHMID 1978/1979), il ne peut pas (ou plus) être invoqué en raison de l'absence (ou de la totale disparition) du feldspath potassique. L'équilibre possible est plagioclase + quartz + H₂O = liquide (JOHANNES, 1985), ce qui place ces roches également dans le champ de la fusion pour une activité de l'eau égale à 1 et une composition des plagioclases égale à An₃₀ (plagioclases matriciels, Fig. 6, courbe R6b).

5.3. L'ÉVOLUTION RÉTROGRADE

L'évolution rétrograde se traduit par la zonation de diffusion développée en bordure du grenat. Cette zonation est due à l'échange $FeMg_{-1}$ (grenat) = $FeMg_{-1}$ (biotite). En supposant qu'il y ait toujours équilibre entre les bordures des phases, la chute de température enregistrée est de l'ordre de 200°C (Fig. 6). L'assemblage étudié ne permet pas d'apprécier la variation de pression lors du trajet rétrograde.

Pour la zone d'Ivrée des températures de rééquilibration de l'ordre de 500-600°C ont également été obtenues par ZINGG (1983) sur la base des échanges $FeMg_{-1}$ (biotite) = $FeMg_{-1}$

(grenat) et $FeMg_{-1}$ (cordiérite) = $FeMg_{-1}$ (grenat).

5.4. CONCLUSION

L'analyse précédente permet donc de proposer (Fig. 6) comme conditions physiques de formation de l'assemblage étudié une pression voisine de 6 kbar, une température d'environ 700-750°C et une activité de l'eau inférieure à 1 lors du «pic» de métamorphisme. La bordure du grenat a tendance à se rééquilibrer avec la biotite matricielle. Cette rééquilibration traduit une chute de la température jusqu'à des valeurs de l'ordre de 500°C.

6. Discussion et conclusion

Les conditions P-T du métamorphisme anatépin dans la IIDK sont tout à fait comparables à celles connues dans la partie orientale de la zone d'Ivrée (SCHMID et WOOD, 1976; HUNZIKER et ZINGG, 1980; SILLS, 1984). Ceci confirme donc l'analogie entre ces deux unités.

Dans les deux cas le métamorphisme est caractérisé par un très fort gradient T/P (de l'ordre de 30 à 35°/km pour la IIDK) et une migmatization des roches les plus acides. Les pressions d'équilibration sont dans la IIDK comme dans la zone d'Ivrée relativement faibles et n'excèdent pas 10 kbar (SILLS, 1984). Dans ces deux unités, une rétrograde des assemblages de haute température est visible. Elle s'effectue généralement de façon statique, bien que d'importantes zones de cisaillement rétrogrades soient également visibles (ZINGG, 1983; BRODIE et RUTTER, 1987).

Les conditions P-T d'équilibration ainsi que les caractères de la rétrograde font de ces granulites des granulites du groupe II dans la classification de PIN et VIELZEUF (1983).

Dans ce modèle, deux groupes de granulites hercyniennes sont distingués:

- Dans le groupe I les granulites sont de relativement haute pression et sont communément associées à des éclogites. Ces granulites sont très souvent rétrogradées dans le faciès amphibolite lors d'une intense déformation ductile. Le modèle de PIN et VIELZEUF (1983) en fait des granulites formées lors des stades précoces de la collision hercynienne, par subduction de matériel de paléomarge.

- Les granulites du groupe II sont de relativement basse pression et ne sont pas associées à des éclogites. La rétro-morphose y est faible et se déroule généralement en conditions statiques. Ces granulites se développent à la base de la croûte et un magmatisme basique à ultrabasique leur est souvent associé. Dans le modèle de PIN et VIELZEUF (1983), les granulites du groupe II se forment après la collision hercynienne. Celle-ci développe une forte anomalie thermique dans le manteau supérieur, responsable de la montée de magmas basiques qui cristallisent massivement près de l'interface croûte-manteau et qui provoquent la granulitisation de la base de la croûte continentale.

Ce modèle implique un âge de formation tardi-hercynien pour les granulites du groupe II. Il est donc en contradiction avec les travaux de HUNZIKER et ZINGG (1980) qui proposent un âge ordovicien pour le métamorphisme granulitique dans la zone d'Ivrée. Un refroidissement très lent lui succède expliquant les différences d'âges radiométriques obtenus en fonction des méthodes utilisées.

De récents travaux sont en faveur du modèle de PIN et VIELZEUF (1983):

- Une diorite du complexe basique majeur (RIVALENTI et al., 1975; RIVALENTI et al., 1984) de la zone d'Ivrée a été datée par PIN (1986) à 285 ± 7 M.a. (U-Pb sur zircons). La contemporanéité de mise en place du «complexe basique majeur» et du métamorphisme granulitique bien que généralement admise (SCHMID et WOOD, 1976) a été récemment mise en doute, deux parties d'âges différents étant probablement à distinguer dans le «complexe basique majeur» (PIN et SILLS, 1986; VOSHAGE et al., 1987).

- Des études structurales (HANDY, 1986; SCHMID et al., 1987; BRODIE et RUTTER, 1987) ont mis en évidence la présence de structures extensives à la base de l'unité (BRODIE et RUTTER, 1987) et à son sommet (ligne du Pogallo, HANDY, 1985; SCHMID et al., 1987). Ces structures sont pour les plus précoces synchrones du métamorphisme granulitique et traduisent un amincissement crustal qui débute vraisemblablement au Permien (BRODIE et RUTTER, 1987), après la mise en place des granites de Baveno et du Mt-Orfano. Ceux-ci ont été respectivement datés à 276 ± 5 M.a. (Rb/Sr sur roche totale) par HUNZIKER et ZINGG (1980) et à 270-275 M.a. (U-Pb sur monazite) par KÖPPEL et GRÜNENFELDER (1978/79). Ils sont contemporains

du granite du Mt-Mucrone (zone Sesia-Lanzo) daté à $286 \pm 3 - 7$ M.a. (U-P sur zircon) par PAQUETTE (1987).

En accord avec le modèle de PIN et VIELZEUF (1983), de nombreux travaux géophysiques (BERCKHEMER, 1968; GIESE, 1968; BERCKHEMER, 1969; FOUNTAIN, 1976; FOUNTAIN et SALISBURY, 1981) ET PÉTROGRAPHIQUES (MENERT, 1975) ont par ailleurs montrés que la zone d'Ivrée est une portion basale de la croûte sudalpine. La IIDK était donc probablement elle aussi située à la base de la croûte sudalpine antérieurement à la collision alpine. Elle représente la base de cette croûte chevauchant l'unité des «micaschistes éclogitiques» lors de l'événement éoalpin (LARDEAUX, 1981; LARDEAUX et al., 1982; VUICHARD, 1987), le Moho étant utilisé comme niveau de décollement (GILLET et al., 1986).

L'évolution suivante peut donc être proposée: le métamorphisme granulitique s'est développé à la base de la croûte austroalpine vers 285 M.a. (PIN 1986). Il est accompagné par la mise en place de roches basiques en base de croûte et par la montée de granitoïdes (Baveno, Mt-Orfano, Mt-Mucrone) dans les niveaux supérieurs de la croûte sudalpine (FOUNTAIN, 1986). Le métamorphisme est rapidement suivi d'un amincissement crustal matérialisé par le jeu normal de la faille du Pogallo (HANDY, 1986; SCHMID et al., 1987) et le fonctionnement de zones de cisaillement conjuguées extensives en base de croûte (BRODIE et RUTTER, 1987). Par endroit au moins, l'épaisseur de la croûte austroalpine a ainsi été réduite à une dizaine de kilomètres (SCHMID et al., 1987).

Remerciements

Je tiens à remercier particulièrement M. Ballèvre pour les précieux conseils qu'il m'a apportés au cours de l'élaboration de ce travail. Mes remerciements vont également à A. Zingg pour sa revue critique et ses remarques judicieuses.

Références

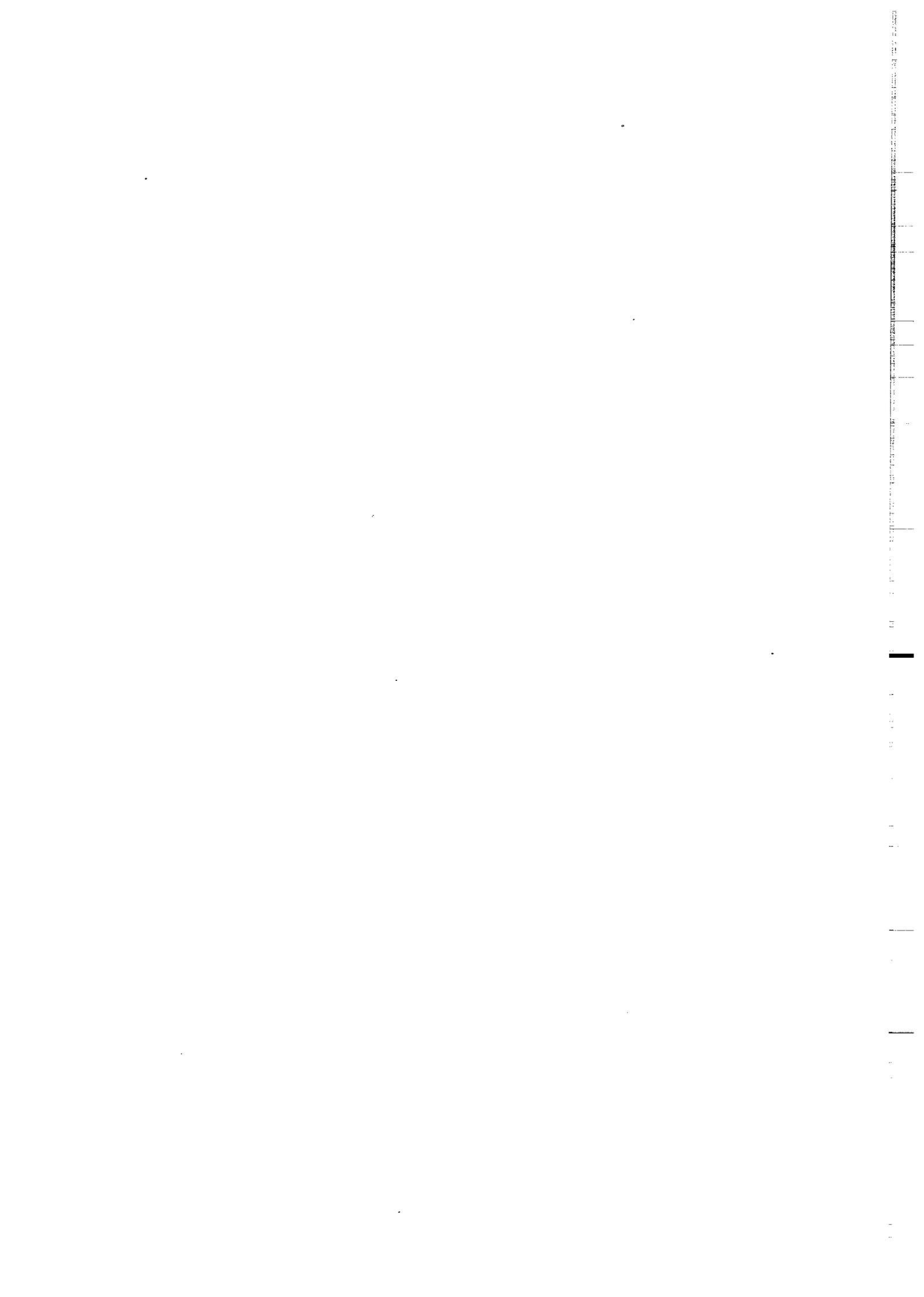
- ARGAND, E. (1906): Sur la tectonique de la Dent-Blanche. C.R. Acad. Sci. Paris, 142, 527-529.
 BALLÈVRE, M., KIENAST, J. R., VUICHARD, J. P., (1986): La «nappe de la Dent-Blanche» (Alpes occidentales): deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae geol. Helv.*, 79, 57-74.

- BECCALUVA, L., DAL PIAZ, G.V., MACCIOTTA, G., ZEDA, O. (1978-79): The austroalpine harzburgite body of the Artogna Valley (Italian Western Alps). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 33, 173-181.
- BERCKHEMER, H. (1968): Topographie des «Ivrea-Körpers» abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 48, 235-254.
- BERCKHEMER, H. (1969): Direct evidence for the composition of the lower crust and Moho. *Tectonophysics*, 8, 97-105.
- BERTOLANI, M. (1971): La petrografia della cosiddetta seconda zona kinzigitica nelle alte valli del Mastellone e del Sermenza (Val Sesia). *Rend. Soc. It. Mineral. Petr.*, 27, 368-391.
- BOHLEN, S.R., LIOTTA, J.J. (1986): A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *J. Petrology*, 27, 1025-1034.
- BOHLEN, S.R., WALL, V.J., BOETTCHER, A.L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. Mineral.*, 68, 1049-1058.
- BORIANI, A. (1982): The medium grade-high grade transition in the regional metamorphism: an example from the Ivrea-Verbano zone (Italy). *Rend. Soc. It. Mineral. Petr.*, 38, 543-548.
- BRODIE, K.H., RUTTER, E.H. (1987): Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy. *Tectonophysics*, 140, 193-212.
- CARMICHAEL, D.M. (1969): On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, 244-267.
- CARRARO, F., DAL PIAZ, G.V., SACCHI, R. (1970): Serie di Valpelline e II Zona Diorito-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla zona Ivrea-Verbano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 9, 197-224.
- COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C., GOSSO, G., LOMBARDO, B., WILLIAMS, P.F. (1977): The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust, with alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps. *Rend. Soc. It. Mineral. Petr.*, 33, 281-334.
- DAL PIAZ, G.V., GOSSO, G., MARTINOTTI, G. (1971): La II zona diorito-kinzigitica tra la Val-Sesia e la Valle d'Ayas (Alpi Occidentali). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 10, 257-276.
- DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C., MARTINOTTI, G. (1972): La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 433-460.
- DIEHL, E.A., MASSON, R., STUTZ, A.H. (1952): Contributo alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 17, 1-52.
- FOUNTAIN, D.M. (1976): The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones, Northern Italy: a cross section of the continental crust - new evidence from seismic velocities of rock samples. *Tectonophysics*, 33, 145-165.
- FOUNTAIN, D.M. (1986): Implications of deep crustal evolution for seismic reflection interpretation. In: M. BARGANZI and L. BROWN (eds.): *Reflection seismology: The continental crust*. *Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser.*, 14, 1-8.
- FOUNTAIN, D.M., SALISBURY, M.H. (1981): Exposed cross-section through the continental crust: implications for crustal structure, petrology and evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56, 263-277.
- FRANCHI, S. (1905): Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. *Boll. R. Comit. Geol. Ital.*, 36, 270-298.
- GHEENT, E.D. (1976): Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Am. Mineral.*, 61, 710-714.
- GIESE, P. (1968): Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 48, 261-284.
- GILLET, PH., CHOUKROUNE, P., BALLÈVRE, M., DAVY, PH. (1986): Thickening history of the Western Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 44-52.
- GOLDSMITH, J.R. (1980): Melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures. *Am. Mineral.*, 65, 272-284.
- GOSSO, G. (1977): Metamorphic evolution and fold history in the eclogitic micaschists of the upper Gressoney-Valley (Sesia-Lanzo zone, Western Alps). *Rend. Soc. It. Mineral. Petr.*, 33, 389-407.
- GRAMBLING, J.A. (1981): Kyanite, andalusite, sillimanite and related mineral assemblage in the Truchas Peaks region, New Mexico. *Am. Mineral.*, 66, 706-722.
- GRAMBLING, J.A. (1983): Reversals in Fe-Mg partitioning between chloritoid and staurolite. *Am. Mineral.*, 68, 373-388.
- HANDY, M. (1986): The structure and rheological evolution of the Pogallo fault zone, a deep crustal dislocation in the Southern Alps of Northwestern Italy (prov. Novara). *These, Univ. Bale*, 327 p.
- HARIYA, Y., KENNEDY, G.C. (1968): Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature. *Am. J. Sci.*, 266, 193-203.
- HAYS, J.F. (1966): Lime-alumina-silica. *Carnegie Inst. Wash. Yrbk.*, 65, 234-239.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.
- HOLDAWAY, M.J. (1978): Significance of chloritoid-bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1404-1414.
- HUNZIKER, J.C. (1974): Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 31, 1-55.
- HUNZIKER, J.C., ZINGG, A. (1980): Paleozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea zone (Southern Alps, Northern Italy). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 60, 181-213.
- INDARES, A., MARTIGNOLE, J. (1985a): Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Mineral.*, 70, 272-278.
- INDARES, A., MARTIGNOLE, J. (1985b): Biotite-garnet geothermometry in granulite-facies rocks: evaluation of equilibrium criteria. *Canadian Mineral.*, 23, 187-193.
- JOHANNES, W. (1984): Beginning of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 264-273.
- JOHANNES, W. (1985): The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In ASHWORTH, J.R. (ed.). *Migmatites*. Blackie, Glasgow, 36-85.

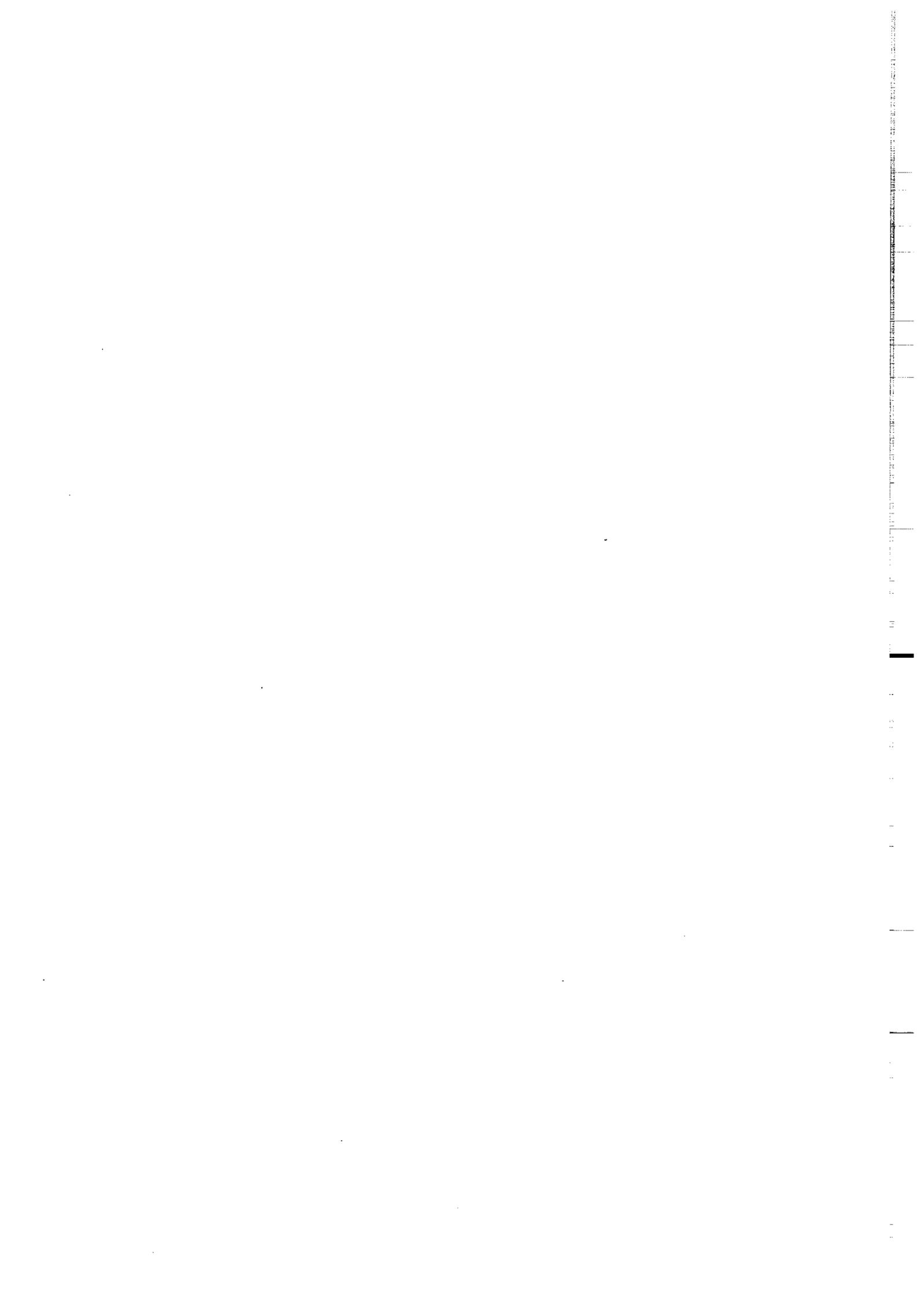
MÉTAMORPHISME DE LA ZONE SESIA-LANZO

- KÖPPEL, V., GRÜNENFELDER, M. (1978/79): Monazite and zircon U-Pb ages from the Ivrea and Ceneri zones. Abstract 2. symp. Ivrea-Verbanò Varallo. Mem. Sci. Geol., 33, 257.
- KRETZ, R. (1959): Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. *J. Geol.*, 67, 371-403.
- LANG, H.M., RICE, J.M. (1985): Geothermometry, geobarometry and T-X-(Fe,Mg) relations in metapelites, Snow Peak, Northern Idaho. *J. Petrol.*, 26, 889-924.
- LARDEAUX, J.M. (1981): Evolution tectonometamorphique de la zone nord du massif de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales): un exemple d'éclogitisation de croûte continentale. Thèse de 3^e cycle. Univ. Paris VI, 270 p.
- LARDEAUX, J.M., GOSSO, G., KIENAST, J.R., LOMBARDI, B. (1982): Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bull. Soc. Geol. France*, 4, 793-800.
- LATTARD, D. (1974): Les roches du faciès schiste vert dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes). Thèse de 3^e cycle, Paris VI, 76 p.
- MASSON, R. (1938): Geologische-petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 18, 54-213.
- MEHNERT, K.R. (1975): The Ivrea Zone: A model of the deep crust. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 125, 156-199.
- MILTON, D.J. (1986): Chloritoid-sillimanite assemblage from North Carolina. *Am. Mineral.*, 71, 891-894.
- NEWTON, R.C., CHARLU, T.V., KLEPPA, O.J. (1980): Thermo-chemistry of high structural state plagioclases. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 44, 933-941.
- NEWTON, R.C., HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅. In: R.C. NEWTON, A. NAVROTSKY and B.J. WOOD (eds.): *Thermodynamics of minerals and melts*. Springer Verlag, New York, 129-145.
- NOVARESE, V. (1906): La zona d'Ivrea. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 25, 176-180.
- PAQUETTE, J.L. (1987): Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Thèse, université de Rennes I, 222 p.
- PIN, C. (1986): Datation U-Pb sur zircon à 285 Ma du complexe gabbrodioritique du Val Sesia-Val Mastallone et âge tardi hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbanò (Italie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 303, 827-830.
- PIN, C., SILLS, J.D. (1986): Petrogenesis of layered gabbros and ultra-mafics rocks from Val Sesia, the Ivrea zone, NW Italy: trace element and isotope geochemistry. In: DAWSON J.B. (ed.). *The nature of the lower crust*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 25, 231-249.
- PIN, C., VIELZEUF, D. (1983): Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, 47-74.
- RIVALENTI, G., GARUTI, G., ROSSI, A. (1975): The origin of the Ivrea-Verbanò basic formation (Italian Western Alps). Whole rock geochemistry. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 94, 1149-1186.
- RIVALENTI, G., ROSSI, A., SIENA, F., SINIGOI, S. (1984): The Layered series of the Ivrea-Verbanò igneous complex, Western Alps, Italy. *Tschermaks Mineral. Petr. Mitt.*, 33, 77-99.
- RUBIE, D.C. (1984): A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. *J. Geol.*, 92, 21-35.
- SCHMID, R. (1978-1979): Are the metapelites of the Ivrea-Verbanò zone restites? - *Mem. Sci. Geol. Padova*, 33, 67.
- SCHMID, R., WOOD, B.J. (1976): Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbanò zone (Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, 255-279.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A., HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the insubric line and the emplacement of the Ivrea zone. *Tectonophysics*, 135, 47-66.
- SILLS, J.D. (1984): Granulite facies metamorphism in the Ivrea zone, N.W. Italy. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 64, 169-191.
- TRACY, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: FERRY J.M. (ed.): *Characterization of metamorphism through mineral equilibria* (p. 355-397). *Reviews in mineralogy*, Min. Soc. Amer., 10.
- VOSHAGE, H., HUNZIKER, J.C., HOFMANN, A.N., ZINGG, A. (1987): A Nd and Sr isotopic study of the Ivrea zone, Southern Alps, N-Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 31-42.
- VUICHARD, J.P. (1987): The Sesia Lanzo zone: a result of a two-stages stacking. *Terra Cognita*, 7, 95 (abstract).
- ZINGG, A. (1980): Regional metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N-Italy): Field and microscopic investigations. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 60, 153-170.
- ZINGG, A. (1983): The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy). A review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 63, 361-392.

Manuscrit reçu le 30 juillet 1987; manuscrit révisé accepté le 6 novembre 1987.



**ANNEXE IV:
GARNET-CHLORITOID EQUILIBRIA IN ECLOGITIC PELITIC ROCKS
FROM THE SESIA ZONE (WESTERN ALPS): THEIR BEARING ON
PHASE RELATIONS IN HIGH PRESSURE METAPELITES**



Garnet–chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metapelites

J.P. VUICHARD AND M. BALLÈVRE, *Laboratoire de Tectonique, Centre armoricain d'étude structurale des socles, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France*

**Publié avec l'aimable autorisation
de Blackwell Scientific Pub.**

Abstract. A detailed study of garnet–chloritoid micaschists from the Sesia zone (Western Alps) is used to constrain phase relations in high pressure (HP) metapelitic rocks. In addition to quartz, phengite, paragonite and rutile, the micaschists display two distinct parageneses, namely garnet + chloritoid + chlorite and garnet + chloritoid + kyanite. Talc has never been observed. Garnet and chloritoid are more magnesian when chlorite is present instead of kyanite. The distinction of the two equilibria results from different bulk rock chemistries, not from *P–T* conditions or redox state. Estimated *P–T* conditions for the eclogitic metamorphism are 550–600°C, 15–18 kbar.

The presence of primary chlorite in association with garnet and chloritoid leads us to construct two possible *AFM* topologies for the Sesia metapelites. The paper describes a *KFMASH* multisystem for HP pelitic rocks, which extends the grid of Harte & Hudson (1979) towards higher pressures and adds the phase talc. Observed parageneses in HP metapelites are consistent with predicted phase relations. Critical associations are Gt–Ctd–Chl and Gt–Ctd–Ky at relatively low temperatures and Gl–Chl–Ky and Gt–Tc–Ky at relatively high temperatures.

Key-words: garnet–chloritoid; high-pressure metamorphism; metapelites; Sesia zone; Western Alps.

List of mineral abbreviations used in text and figures:

Ab = albite
Alm = almandine
And = andalusite
Carb = carbonate

Carph = carpholite
Chl = chlorite
Co = coesite
Crd = cordierite
Ctd = chloritoid
Gt = garnet
Jd = jadeite
Ky = kyanite
Lw = lawsonite
Pa = paragonite
Qz = quartz
Sill = sillimanite
St = staurolite
Tc = talc
Zo = zoisite

INTRODUCTION

The garnet–chloritoid–chlorite association is frequently reported from medium-pressure metapelitic rocks (e.g. Albee, 1965; Labotka, 1980; Karabinos, 1985) and is one of the characteristic assemblages of the almandine-low grade zone of Winkler (1979). Phase relations between the *AFM*-phases garnet, chloritoid, chlorite and staurolite are now clearly established (Harte & Hudson, 1979) and have been experimentally investigated in the simple *AFSH* system (Richardson, 1968; Ganguly, 1972; Rao & Johannes, 1979). Despite considerable uncertainties in the thermodynamic properties of staurolite (Yardley, 1981; Anovitz & Essene, 1982; Pigage & Greenwood, 1982; Hemingway & Robie, 1984), natural occurrences and experimental predictions appear to be consistent.

In high-pressure metapelitic rocks, numerous occurrences of coexisting garnet and chloritoid are known, for example in the Ile de Groix

(Velde, 1967; Triboulet, 1974), in New Caledonia (Ghent, Stout, Black & Brothers, 1987), the Hohe Tauern in the Eastern Alps (Miller, 1977; Spear & Franz, 1986) and the Sesia zone in the Western Alps (see later). In these rocks, garnet and chloritoid coexist with various phases, including chlorite, kyanite, paragonite, talc, glaucophane and a zinc-rich staurolite (Leupolt & Franz, 1986). Phase relations between these minerals are poorly known.

For typical metapelitic compositions, the most common high-pressure assemblage is quartz + phengite + paragonite + garnet + chloritoid. Though kyanite joins this assemblage in rare instances (Feininger, 1980; Pogonante, Compagnoni & Gosso, 1980; Hy, 1984; Spear & Franz, 1986), the position of chlorite relative to this association is a matter of debate. Some authors have assumed that chlorite is stable with the garnet-chloritoid pair (Brown & Forbes, 1986; Ghent *et al.*, 1987) while others have claimed either that it is a secondary phase or that its stability is increased by the Fe_2O_3 component (Chopin, 1979), such that a garnet-chloritoid-chlorite association cannot be stable in high pressure (HP) metapelitic

rocks in the pure AKFMSH system (Chopin, 1981a; Chopin & Schreyer, 1983; Goffé & Chopin, 1986).

Our purpose is (i) to describe some well-preserved occurrences of garnet-chloritoid-kyanite and garnet-chloritoid-chlorite assemblages in eclogitic micaschists from the Sesia zone (Western Alps) and (ii) to discuss their bearing on phase relations in HP metapelites.

GEOLOGICAL SETTING

The Sesia zone is the most internal unit of the Western Alps (Fig. 1): it is attributed to the Austroalpine (i.e. African) palaeomargin and has been thrust on the oceanic domain during the Eo-alpine collision history (e.g. Dal Piaz, Hunziker & Martinotti, 1972). Three main units are classically distinguished in the Sesia zone (Fig. 2) (Compagnoni, Dal Piaz, Hunziker, Gosso, Lombardo & Williams, 1977; Rubie, 1984; Vuichard, 1987). The most internal one, known since the beginning of the century as the 'eclogitic micaschists' (Stella, 1894; Franchi, 1901), is characterized by the exceptional preservation of the eclogitic parageneses

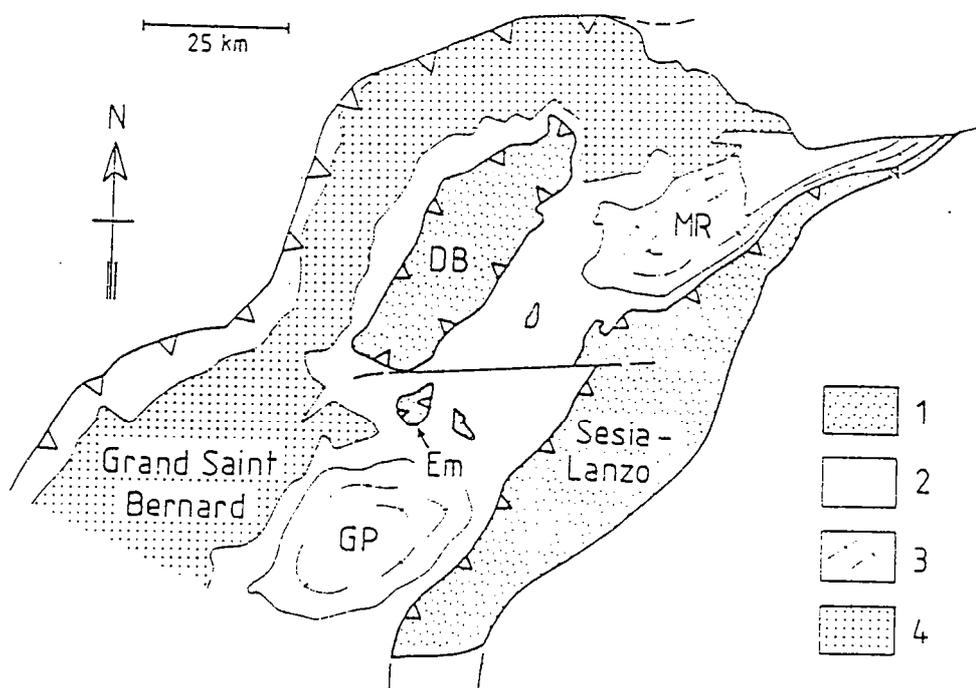


Fig. 1. Structural map of part of the Western Alps. 1—Austroalpine units (DB: Dent Blanche, Em: Emilius). 2—oceanic units. 3—internal European units (MR: Monte Rosa, GP: Gran Paradiso). 4—external European units.

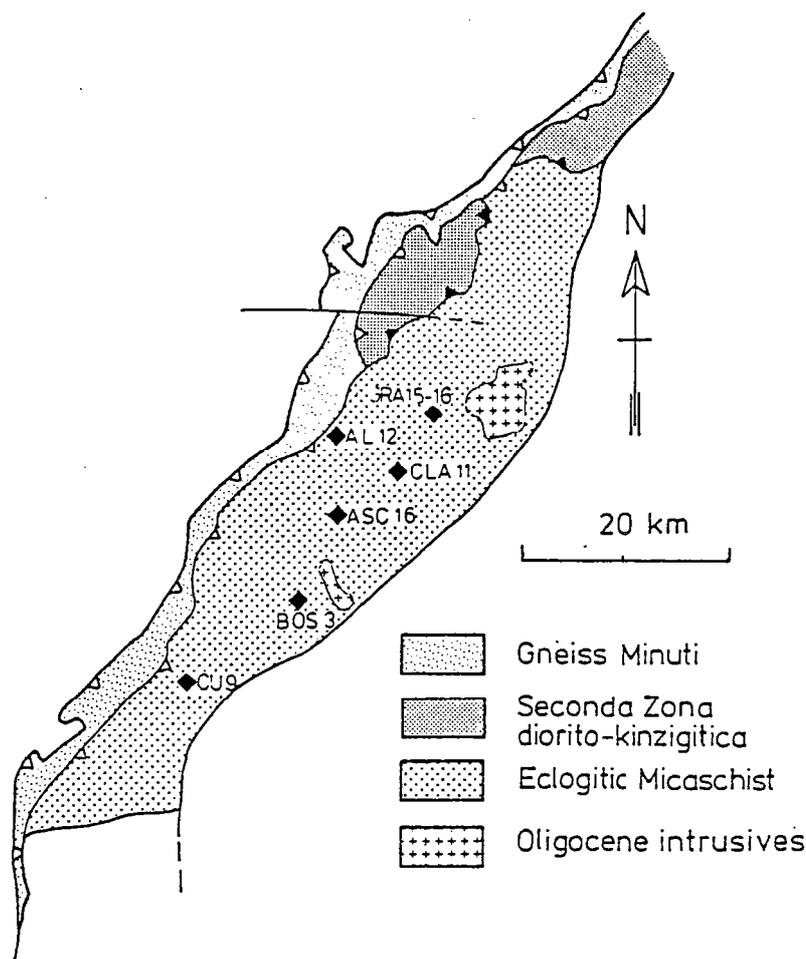


Fig. 2. Location of sampled garnet-chloritoid micaschists from the Sesia zone.

in all lithologies (Compagnoni, 1977). The same unit constitutes some klippen, notably the Emilia klippe, to the West of the Sesia zone (Ballèvre, Kienast & Vuichard, 1986); eclogitic rocks are also extensively preserved here (Beauregard, Dal Piaz, Elter, Gosso, Martinotti & Nervo, 1980; Dal Piaz, Lombardo & Gosso, 1983).

The 'eclogitic micaschists' in the Sesia zone and the Emilia klippe are made of a prealpine basement, which consists mainly of paragneisses with minor amounts of marbles, amphibolites and late intrusive granites. Relics of the prealpine metamorphism have been described in these lithologies by several authors (Dal Piaz *et al.*, 1972; Compagnoni & Maffeo, 1973; Compagnoni, 1977; Lardeaux, Gosso, Kienast & Lombardo, 1982; Dal Piaz *et al.*,

1983). They have shown that this prealpine metamorphism occurred under amphibolite to granulite facies conditions, at around 700°C and 6–8 kbar.

The prealpine basement was submitted to the eclogitic metamorphism as a result of the collision between the European and Austroalpine palaeomargins. Prealpine paragneisses and marbles were transformed into eclogitic micaschists and marbles, amphibolites into eclogites and granites into garnet-omphacite-paragonite micaschists. Temperatures and pressures of the eclogitic metamorphism have been estimated at around 550–600°C and 15–18 kbar (Compagnoni, 1977; Reinsch, 1979; Koons, 1982; Lardeaux *et al.*, 1982; Dal Piaz *et al.*, 1983; Hy, 1984; Koons, 1986).

A greenschist facies overprint is extensively

developed in the external unit of the Sesia zone (i.e. the 'gneiss minuti') but is lacking in the 'eclogitic micaschists', except within narrow shear zones and towards the contact with the 'gneiss minuti' (Compagnoni, 1977; Vuichard, 1986).

The eclogitic metamorphism took place at around 120–130 Ma (Dal Piaz *et al.*, 1972; Hunziker, 1974; Hy, 1984; Oberhänsli, Hunziker, Martinotti & Stern, 1985), i.e. during the early Cretaceous. Cooling ages around 60–80 Ma have been obtained by K–Ar dating of phengites (Hunziker, 1974; Stöckhert, Jäger & Voll, 1986). Fission-track ages of 35 Ma (zircon) and 25 Ma (apatite) (Hurford & Hunziker, 1985) constrain the late cooling history of the 'eclogitic micaschists'.

Two main types of eclogitic associations have been observed in the metasedimentary rocks, excluding the marbles (Koons, 1982; Hy 1984; Koons, 1986). They both include quartz + phengite + garnet + rutile and differ by the presence of omphacite + glaucophane in the 'rocks of quartzofeldspathic composition' or chloritoid in the 'rocks of pelitic composition'. The two parageneses are controlled by the bulk rock chemistry of the protoliths: Hy (1984) has shown that the chloritoid-bearing micaschists are much more aluminous than the omphacite + glaucophane-bearing micaschists. This paper is devoted to the petrology of the metapelites (i.e. the garnet–chloritoid micaschists). The samples studied have been collected in the best preserved part of the 'eclogitic micaschists', which has not undergone the overprint of any greenschist or amphibolite facies metamorphism.

PETROGRAPHY

Several occurrences of garnet–chloritoid micaschists have been reported by previous workers (Dal Piaz *et al.*, 1972; Compagnoni, 1977; Reinsch, 1979; Pognante *et al.*, 1980; Lardeaux, 1981; Dal Piaz *et al.*, 1983; Spalla, de Maria, Gosso, Miletto & Pognante, 1983) but adequate descriptions for phase equilibrium purposes were generally lacking. Thus, a systematic sampling of these rocks has been performed (Fig. 2 and Table 1) in order to investigate actual phase relations in these micaschists.

Some samples preserve relics of prealpine garnets (samples BOS 3 and CU 9) or show white micas with numerous sagenite inclusions, which most probably derive from prealpine biotites (sample CU 9). Prealpine textures are still

Table 1. Sample localities and observed parageneses in the garnet–chloritoid micaschists

Sample	1:25,000 IGM topographic maps	Grid references	Oz	Pa	Ph	Gt	Ctd	Chl	Ky	Carb	Zo	Rutile
BOS 3	Visorrio	300.3–5034.8	+	WM		+	+					+
AL 12	Bard	403.9–5054.2	+	WM		+	+					+
GRA 15	Lillianes	416.4–5056.4	+	WM		+	+	+				+
GRA 16	Lillianes	416.4–5056.4	+	WM		+	+		+			+
CU 9	Cuorgne	289.1–5029.0	+	WM		+	+					+
ASC 16	Traversella	405.5–5047.0	+	+	+	+	+	+				+
CLA 11	Lillianes	412.5–5050.0	+	+	+	+	+	+		+		+
AGN 6	Mt Emilius	375.4–5055.3	+	+	+	+	+	+			+	+

(WM) optically undetermined white micas.

recognizable in other samples (samples GRA 15 and 16). These four samples were not used in the present study, to avoid possible disequilibrium features during the eclogitic metamorphism.

The garnet-chloritoid micaschists present two types of associations (Table 1):

1. The first type, which is the most common, contains quartz + phengite + paragonite + garnet + chloritoid + chlorite + rutile. Minor amounts of apatite and zircon are generally present. In addition, sample AGN 6 contains rare grains of clinozoisite. These micaschists generally show a well-developed foliation, defined by white micas, chloritoid and chlorite I. The foliation is underlined by alternating quartz- and mica-rich layers. Garnet is found as idioblastic grains of small size (0.2–1 mm) and contains numerous rutile inclusions. Chloritoid is present either as small undeformed (sample AGN 6) or as large (4.5 mm) grains, which show undulose extinction (sample ASC 16). Chloritoid grains are always light-coloured and show a faint pleochroism (from very pale to pale green). Polysynthetic twinning is common. Chloritoid generally includes idioblastic garnets and aligned grains of rutile, white micas and quartz.

Two generations of chlorite can be distinguished on textural criteria. Primary chlorite (chlorite I) (Fig. 3a) occurs as large grains which are slightly bent or as small aligned grains. They show a very pale green colour, low first-order interference colours and sometimes contain rutile inclusions. Chlorite I always presents sharp interfaces with garnet. Secondary chlorite (chlorite II) aggregates locally replace garnet (Fig. 3b) and chloritoid (Fig. 3c). They have a green colour, show a strong pleochroism and anomalous blue interference colours under crossed polars.

2. The second type is only represented by sample CLA 11. It contains quartz + phengite + paragonite + garnet + chloritoid I + kyanite + rutile + pyrite. Some grains of ankeritic carbonate are generally present. It could be noted that two generations of chloritoid are present. The first one (chloritoid I) constitutes porphyroblasts while the second (chloritoid II) develops between garnet and chloritoid I porphyroblasts or replaces these two phases. These micaschists are characterized by a large grain size (~ 1 cm) and numerous quartz inclusions in garnet and kyanite. Chlorite has never been observed. A similar paragenesis has been described previously by Pognante *et al.* (1980).

A brief comparison of our observations with previous work shows three main features:

1. Talc has never been observed despite a systematic search with the microprobe analyzer and has not been quoted in the literature, a fact also noted by Koons (1982).

2. Glaucophane has been reported by some authors in garnet-chloritoid micaschists (e.g. Compagnoni, 1977; Lardeaux, 1981). The stable coexistence of this sodic amphibole with the paragonite + garnet + chloritoid association has never been established in the Sesia zone; Reinsch (1979) did not find this association in the Val Chiusella and Koons (1982) argues that chloritoid cannot be assumed to be in equilibrium with the glaucophane and omphacite of the 'rocks of quartzo-feldspathic composition'. The relations between garnet, chloritoid, glaucophane and paragonite in metapelitic rocks are not well understood at present. Further investigations are needed to solve this problem.

3. Kyanite was previously reported: (i) as pseudomorphs at the expense of prismatic sillimanite in the less transformed prealpine paragneisses (Dal Piaz *et al.*, 1972; Compagnoni, 1977; Hy, 1984); (ii) as inclusions in chloritoid porphyroblasts (Dal Piaz *et al.*, 1972; Compagnoni, 1977); and (iii) as an equilibrium phase coexisting with garnet and chloritoid (Pognante *et al.*, 1980; Hy, 1984). These observations suggest that garnet-chloritoid-kyanite micaschists are relatively rare in the Sesia zone.

MINERALOGY

Three samples (AGN 6 from the Emilia klippe, ASC 16 and CLA 11 from the Sesia zone) were selected for a detailed mineralogical study. All analyses were obtained with an automated Camebax electron microprobe analyzer (IFREMER, Brest). Operating conditions were: 15 kV accelerating voltage, 15 nA sample current and 6 s counting time. Natural minerals were used as standards.

Garnet (Table 2)

Garnet could be considered as an almandine-pyrope-grossular solid solution. Grossular content is generally low (15 mol. % in samples AGN 6 and CLA 11, 3 mol. % in sample ASC 16) while spessartine content never exceeds 2–3 mol. %. Recalculated formulae generally show a total lack of ferric iron.

The compositions of garnet grains in the two associations are markedly different (Fig. 4);

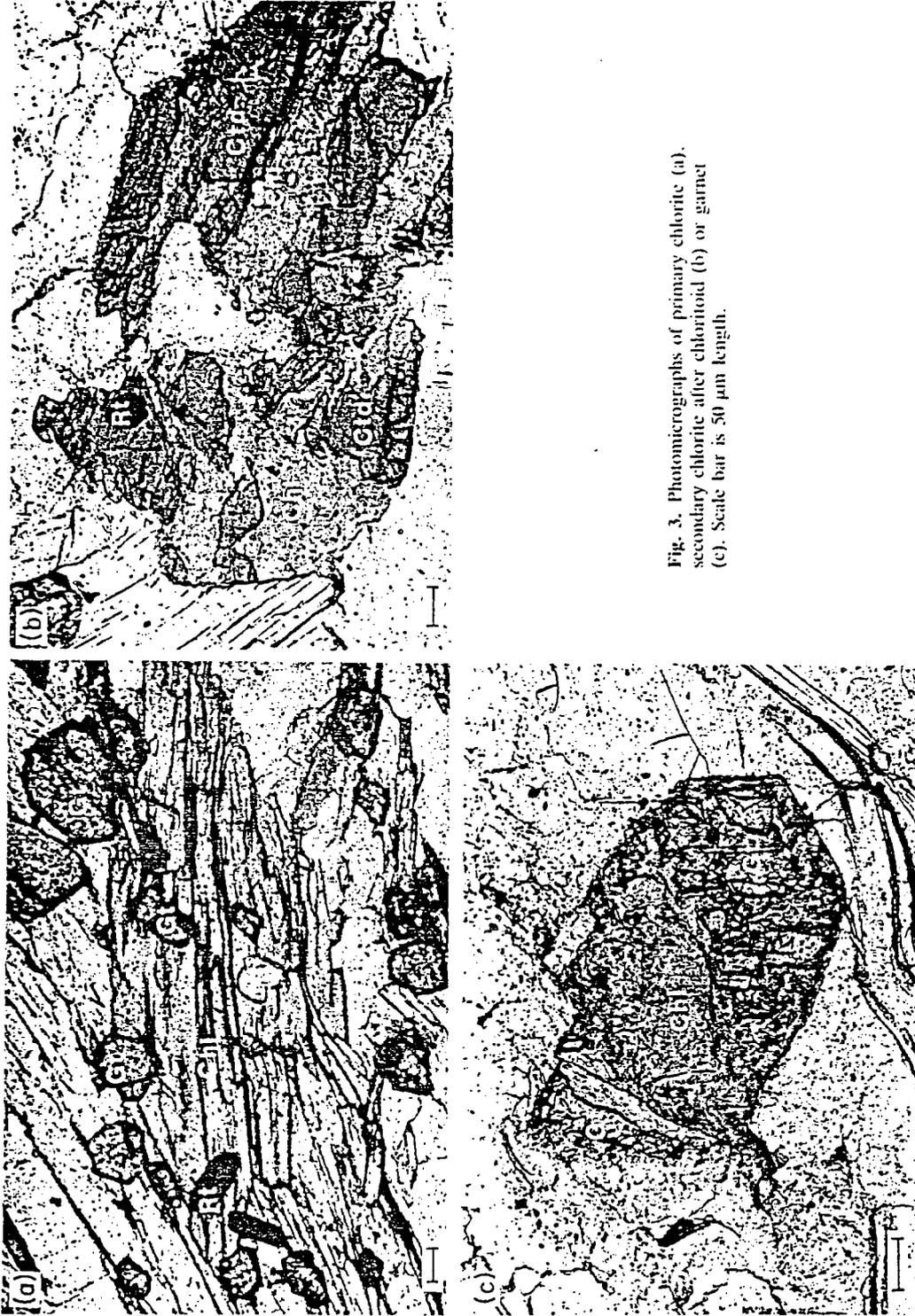


Fig. 3. Photomicrographs of primary chlorite (a), secondary chlorite after chloritoid (b) or garnet (c). Scale bar is 50 μm length.

Garnet-chloritoid in eclogitic metapelites

141

Table 2. Representative garnet analyses

	Garnet							
	CLA 11		ASC 16			AGN 6		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38.09	37.57	38.54	39.25	39.07	39.25	38.84	38.71
TiO ₂	0.05	0.00	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	21.20	21.58	21.70	21.53	21.94	22.05	21.97	22.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.12
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	32.38	33.75	32.85	32.37	32.13	30.23	29.49	28.60
MnO	1.08	1.26	0.22	0.28	0.29	0.61	0.52	0.52
MgO	2.13	2.04	6.35	5.91	6.72	4.60	5.43	5.66
CaO	5.55	4.94	1.04	0.60	0.48	4.57	4.22	4.49
Na ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.04	0.08	0.06	0.00	0.01
K ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.07	0.03	0.00	0.04	0.05
Total	100.50	101.17	100.72	100.04	100.82	101.43	100.54	100.45
<i>Cations per 12 Oxygens</i>								
Si	3.029	2.987	3.008	3.070	3.028	3.035	3.020	3.004
Al ^{IV}	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	1.988	2.009	1.997	1.986	2.005	2.010	2.014	2.037
Ti	0.003	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002	0.000	0.002
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.007
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.154	2.244	2.145	2.118	2.083	1.955	1.918	1.857
Mn	0.073	0.085	0.015	0.018	0.019	0.040	0.034	0.034
Mg	0.253	0.242	0.739	0.689	0.777	0.531	0.630	0.655
Ca	0.473	0.420	0.087	0.050	0.040	0.378	0.352	0.374
Na	0.000	0.001	0.003	0.006	0.012	0.008	0.000	0.002
K	0.001	0.002	0.000	0.007	0.003	0.000	0.004	0.005
Total	7.975	8.003	7.994	7.944	7.972	7.961	7.974	7.976
Pyrope	8.57	8.09	24.76	23.97	26.62	18.27	21.46	22.43
Almandine	72.94	75.03	71.84	73.64	71.38	67.32	65.38	63.60
Spessartine	2.47	2.83	0.49	0.64	0.65	1.38	1.17	1.17
Grossular	15.92	14.06	2.91	1.74	1.19	12.91	11.90	12.49
Andradite	0.11	0.00	0.00	0.00	0.16	0.08	0.00	0.06
Uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	0.25

they are much more magnesian in the presence of chlorite I ($X_{Mg} \approx 0.25$ where $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$) than in the presence of kyanite ($X_{Mg} \approx 0.10$). Garnet grains from samples AGN 6 and ASC 16 are slightly zoned: they show, from core to rim, a decrease in Ca content and X_{Mg} values. This compositional zoning is probably due to changing pressures and temperatures during the growth of the garnet.

Chloritoid (Table 3)

Chloritoid is unzoned and contains only negligible quantities of MnO (less than 1 wt %).

The Fe³⁺ content is always low: assuming that the sum of Al + Fe³⁺ is equal to 4, the Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al) ratio is lower than 0.015. The magnesium content of the chloritoid is higher in the garnet-chlorite I associations ($X_{Mg} \approx 0.35$) than in the garnet-kyanite associations ($X_{Mg} \approx 0.15$). The two generations of chloritoid in sample CLA 11 have similar compositions.

Chlorite (Table 4)

Most analyses of chlorite show more aluminium in the octahedral sites than in the tetrahedral

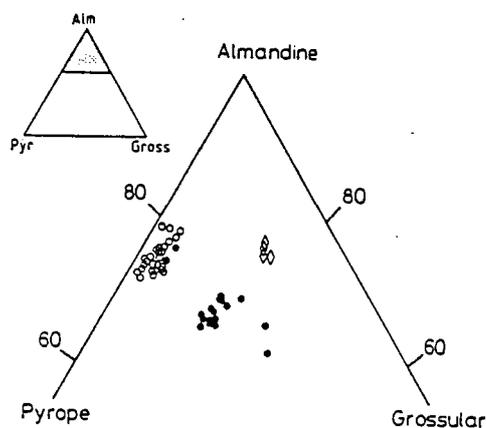


Fig. 4. Ternary diagram (almandine-pyrope-grossular) for garnets from samples AGN 6 (●), ASC 16 (○) and CLA 11 (◇).

sites, which suggests a total lack of ferric iron in the octahedral sites (Chopin, 1979). Textural analysis has shown that two types of chlorite are present in sample ASC 16; however, chemical analysis identifies two types of chlorite II. These chlorites have approximately the same Al-content but the extent of the FeMg_{-1} substitution is markedly different (Fig. 5). The most magnesian chlorites are those which appear to be primary chlorites on textural grounds ($X_{\text{Mg}} \approx 0.70$). Secondary chlorites have themselves a variable chemistry; they are more magnesian in the chloritoid pseudomorphs ($X_{\text{Mg}} \approx 0.50$) than in the garnet pseudomorphs ($X_{\text{Mg}} \approx 0.27$). Primary chlorites from sample AGN 6 have more variable compositions, with X_{Mg} ranging from 0.65 to 0.50.

The differences in chemical composition between chlorites from the same sample agree

Table 3. Representative chloritoid analyses

	Chloritoid					
	CLA 11		ASC 16		AGN 6	
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	24.53	24.31	25.67	25.04	25.32	24.99
TiO_2	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	40.89	40.83	41.99	41.77	42.09	42.18
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00
FeO	25.33	24.31	19.74	20.47	18.40	19.66
MnO	0.49	0.51	0.04	0.07	0.07	0.07
MgO	2.05	2.46	5.41	5.44	5.78	5.38
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08	0.01
Na_2O	0.01	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00
K_2O	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01
Total	93.35	92.47	92.92	92.91	91.71	92.30
<i>Cations per 12 oxygens</i>						
Si	2.015	2.008	2.050	2.012	2.036	2.011
Al^{IV}	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al^{VI}	0.960	0.976	0.954	0.957	0.992	1.002
Ti	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000
Fe^{3+}	0.038	0.024	0.046	0.041	0.006	0.000
Fe^{2+}	1.698	1.652	1.267	1.330	1.231	1.323
Mn	0.034	0.036	0.003	0.005	0.005	0.004
Mg	0.251	0.303	0.644	0.652	0.693	0.646
Ca	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.001
Na	0.002	0.000	0.007	0.007	0.000	0.000
K	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.001
Total	8.004	8.005	7.978	8.014	7.968	7.988

Garnet-chloritoid in eclogitic metapelites

143

Table 4. Representative chlorite analyses. Primary chlorites: analyses 1, 2, 7 and 8. Secondary chlorites: pseudomorphs after garnet (analyses 3 and 4) or chloritoid (analyses 5 and 6)

	Chlorite							
	ASC16				AGN6			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	28.06	27.49	23.48	23.91	26.54	25.78	27.62	27.22
TiO ₂	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.72	20.85	21.92	22.29	20.86	22.23	20.62	20.94
Cr ₂ O ₃	0.10	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
FeO	17.70	17.32	35.06	33.99	24.40	24.96	18.85	16.21
MnO	0.02	0.07	0.29	0.20	0.06	0.20	0.11	0.09
MgO	21.16	21.63	7.56	7.17	15.84	14.60	19.47	22.38
CaO	0.00	0.06	0.01	0.03	0.04	0.00	0.04	0.00
Na ₂ O	0.08	0.01	0.00	0.02	0.11	0.00	0.03	0.01
K ₂ O	0.02	0.02	0.00	0.02	0.06	0.00	0.01	0.02
Total	87.81	87.53	88.35	87.64	87.91	87.81	86.75	86.95
	<i>Cations per 28 oxygens</i>							
Si	5.640	5.546	5.193	5.288	5.536	5.398	5.660	5.500
Al ^{IV}	2.360	2.454	2.807	2.712	2.464	2.602	2.340	2.500
Al ^{VI}	2.550	2.503	2.908	3.100	2.668	2.886	2.641	2.488
Ti	0.006	0.000	0.003	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Cr	0.001	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe								
Fe ²⁺	2.976	2.922	6.484	6.287	4.257	4.371	3.229	2.740
Mn	0.004	0.013	0.054	0.038	0.010	0.036	0.019	0.015
Mg	6.341	6.503	2.493	2.364	4.923	4.554	5.945	6.740
Ca	0.000	0.013	0.003	0.008	0.010	0.000	0.008	0.000
Na	0.032	0.004	0.002	0.009	0.044	0.000	0.011	0.005
K	0.005	0.005	0.000	0.007	0.016	0.000	0.003	0.004
Total	19.915	19.975	19.945	19.813	19.928	19.853	19.852	20.005

with textural observations and support the existence of primary chlorites. Moreover, the chemical variations observed among secondary chlorites in sample ASC 16 argue for the prevalence of local equilibrium during the retro-morphic history. If diffusion distances were higher (or grain size lower), a better homogenization of the compositions would be achieved, as observed in sample AGN 6. If this equilibration process had been more efficient, it would have been impossible to distinguish between primary and secondary chlorites, even on textural grounds; the re-equilibration, which is probably favoured by a fluid phase, is generally accompanied by a recrystallization of chlorite grains.

White micas

Phengite and paragonite are present in all samples (Fig. 6a) but talc has never been observed. Phengites show a relatively high amount of celadonic substitution; Si values are between 3.3 and 3.45 per formula unit. The Fe³⁺ content of the phengites is always small, as they plot along the join muscovite-celadonite (Fig. 6b). Phengites have a low Na content, in accordance with their relatively high Si content (Fletcher & Greenwood, 1979; Chopin & Maluski, 1980; Heinrich, 1982). Paragonite contains up to 9 mol. % muscovite and 0-1 mol. % margarite.

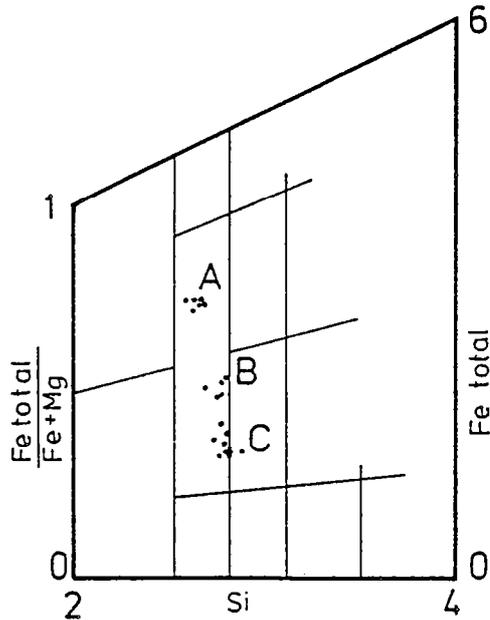


Fig. 5. Chlorite compositions in the diagram of Hey (1954). All reported analyses are from sample ASC 16 (A) primary chlorites; (B) secondary chlorites from chloritoid pseudomorphs; (C) secondary chlorites from garnet pseudomorphs.

Kyanite

Kyanite shows only negligible amounts of ferric iron (less than 0.5 wt %) and trace amounts of MnO.

P-T CONDITIONS OF METAMORPHISM

The parageneses observed in the garnet-chloritoid micaschists can be used to estimate

the P-T conditions of the eclogitic metamorphism in the Sesia zone (Fig. 7).

1. Temperatures have been estimated with the Fe-Mg partitioning between garnet and phengite (Green & Hellman, 1982). The equation for a low-Ca system has been used. As the Fe³⁺ content of the phengites is low, we have assumed that all iron is in divalent state. Extreme values of the equilibrium curves are shown for two samples on Fig. 7. They give temperatures around 550°C for the Emilius klippe (sample AGN 6) and around 600°C for the Sesia zone (sample ASC 16). This result is compatible with previous work, which has yielded, for the eclogitic metamorphism, temperatures slightly lower in the Emilius klippe than in the Sesia zone (Dal Piaz *et al.*, 1983).

Fe-Mg partitioning between garnet and chlorite has been calibrated empirically by Dickenson & Hewitt (1986). Their equation has been tentatively used for our samples but gives unrealistic temperatures, which are always overestimated.

2. Pressures can be estimated by the extent of celadonic substitution in the phengites. Nevertheless, it must be remembered that the Si content of the phengites is buffered to relatively low values by the presence of chloritoid + chlorite I or chloritoid + kyanite. The experimental work of Massonne & Schreyer (1987) thus provides only minimum pressures (of the order of 10 kbar for a nominal temperature of 550°C). Unpublished results of Massonne & Schreyer (1985), on the extent of the celadonic substitution in phengite-talc-kyanite and phengite-talc-chlorite associations, suggest that pressures are much higher than 10 kbar. Pressure estimates from the metasedimentary

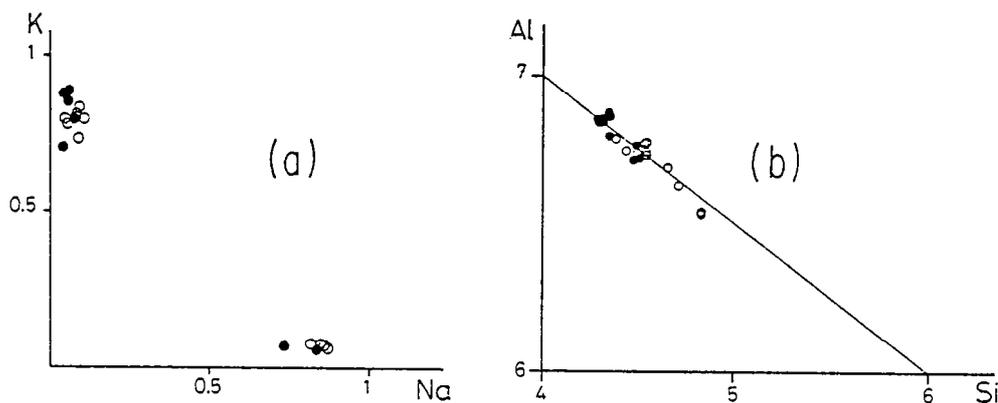
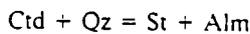


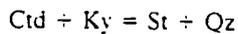
Fig. 6. Potassium versus sodium contents per formula unit for white micas (a) and silicon versus total aluminium in phengites (b).

rocks of quartzofeldspathic composition have been thoroughly discussed by Koons (1982, 1986); he suggests values between 15 and 18 kbar.

3. The presence of chloritoid and the lack of staurolite sometimes has been used to infer upper temperature limits. High-pressure phase relations between almandine, chloritoid, staurolite, kyanite, quartz and vapour are easily modelled in the simple $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system (Ganguly, 1972). Five univariant equilibria emanate from the invariant point, which is situated at 590°C, 16 kbar according to the experimental data of Rao & Johannes (1979). At pressures below the invariant point, the reactions



and



give upper temperature limits for chloritoid stability. At pressures above the invariant point, the equilibrium



can be used to constrain P - T conditions.

The coexistence of garnet, chloritoid, kyanite and quartz in sample CLA 11 is controlled by this latter equilibrium, which is divariant in the $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system. We have calculated the exact position of the reaction curve in P - T space (Fig. 7) using observed mineral compositions and available thermodynamic data (see Appendix).

P - T conditions of the eclogitic metamorphism in the Sesia zone are well constrained by this equilibrium. The inferred pressures are higher than that corresponding to the invariant point in the AFMSH system. The position in P - T space of this invariant point is only slightly shifted towards lower pressures and temperatures with respect to its position in the pure Fe-system. Minimum pressures of the order of 15 kbar are calculated. The equilibrium curve has a strong negative slope: calculated temperatures are 580°C at 15 kbar and 570°C at 20 kbar. The late appearance of chloritoid II in sample CLA 11 is probably related to a slight decrease in pressure and temperature at the beginning of the uplift history.

4. The presence of primary chlorite means that the temperatures did not exceed the upper limit of the quartz + chlorite stability field. The equilibrium curve $\text{Chl} + \text{Qz} = \text{Tc} + \text{Ky}$ has been located experimentally in the pure Mg-

system by Massone, Mirwald & Schreyer (1981) (Fig. 7, curve 1a). Major discrepancies between the experimental and calculated curves for the pure phases are reported in Fig. 7 (curve 1b calculated using data in Appendix and curve 1c calculated by Berman, Brown & Greenwood, 1985). In addition, the exact position of the reaction curve in the P - T space is highly sensitive to $a(\text{H}_2\text{O})$ and the compositions of chlorite and talc. If these two minerals are not purely magnesian, the reaction curve is shifted towards higher temperatures, on account of the preferential partitioning of Mg into talc. Overall, the use of this equation to calculate P - T conditions does not appear straightforward in the light of the present data.

In conclusion, the garnet-chloritoid micaschists crystallized at around 550–600°C, 15–18 kbar. Similar values have been calculated by previous workers (e.g. Lardeaux *et al.*, 1982; Koons, 1986).

PHASE RELATIONS IN GARNET-CHLORITOID MICASCHISTS

The garnet-chloritoid micaschists can be represented in the AFM projection (Thompson, 1957), taking into account (i) the presence of quartz and phengite, (ii) the presence of paragonite and rutile which indicate saturation with respect to Na_2O and TiO_2 (Thompson, 1972), assuming a constant value for the H_2O activity. MnO and CaO , which essentially enter into garnet, can be considered as negligible components, due to the low spessartine and grossular content of the garnet. When present, the ankeritic carbonate is a saturating calcium phase.

Projected phase relations are reported in Fig. 8 for the three analysed samples. The occurrence of garnet-chloritoid-kyanite or garnet-chloritoid-chlorite assemblages is clearly dependent on the bulk chemistry of the protoliths but these associations are stable under the same P - T conditions. The composition of garnet and chloritoid in the two associations differs markedly; garnet and chloritoid are more magnesian when chlorite is present, such that crossing tie-line relationships do not occur.

The studied pelites can be compared to other occurrences of garnet-chloritoid micaschists. Some workers have previously reported the occurrence of garnet-chloritoid-kyanite (Miller, 1977; Feininger, 1980; Pognante *et al.*, 1980; Spear & Franz, 1986) or garnet-chloritoid

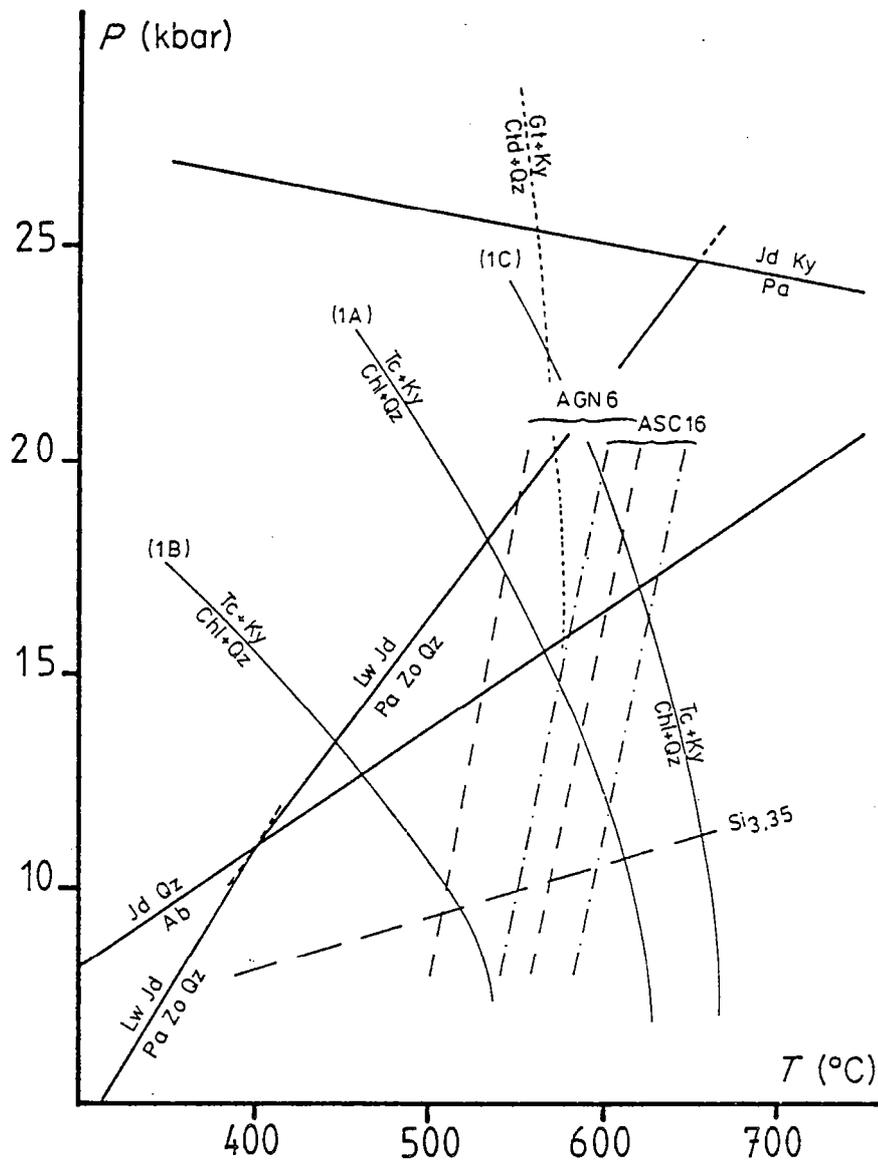


Fig. 7. Estimated P - T conditions of the eclogitic metamorphism in the garnet-chloritoid micaschists. H_2O is omitted from the labels. Equilibrium curves have been calculated using data in Appendix. The curve for constant Si-value in phengite (Si 3.35) is interpolated from Massonne & Schreyer (1987). (---) Sample AGN6. (- - -) Sample ASC16. Lines represent Fe/Mg partitioning between garnet and phengite. Curves 1A-1C are discussed in the text.

-chlorite associations (Brown & Forbes, 1986; Ghent *et al.*, 1987), but the coexistence of the two assemblages in the same unit has never been described. Detailed chemistry of coexisting phases is presently available only for the Hohe Tauern (Spear & Franz, 1986) and New Caledonian micaschists (Ghent *et al.*, 1987). Garnet and chloritoid coexisting with kyanite

are slightly more magnesian in the Hohe Tauern than in the Sesia zone, in agreement with estimated pressures and temperatures for the eclogitic metamorphism in the two units. Garnet, chloritoid and chlorite from the omphacite zone in New Caledonia are more magnesian than in the Sesia zone, despite the fact that estimated pressures and temperatures

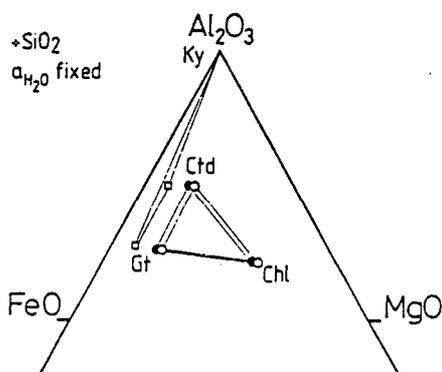


Fig. 8. Al_2O_3 - FeO - MgO projection from quartz, muscovite, paragonite, rutile and H_2O of coexisting garnet, chloritoid, chlorite I or kyanite. (□) CLA 11. (○) ASC16. (●) AGN6.

are higher in the Sesia zone than in New Caledonia. This apparent contradiction results from higher MnO and CaO contents in New-Caledonian garnets. Accordingly, the Fe–Mg continuous reaction $\text{Chl} + \text{Ctd} = \text{Grt}$ is shifted towards lower temperatures (Thompson, Tracy, Lyttle & Thompson, 1977; Karabinos, 1985).

Phase relations in HP pelitic rocks have been reviewed recently by several authors, notably Chopin & Schreyer (1983) and Koons & Thompson (1985) but nowhere has a complete *AFM*-topology been successfully built up. The actual *AFM*-topology for the Sesia zone micaschists (Fig. 8) is compatible with the petrogenetic grids of Harte & Hudson (1979) and Koons & Thompson (1985). These grids predict the development of garnet–chloritoid–chlorite assemblages at high pressures but do not take into account the possible presence of talc in the metapelites. By contrast, the successive topologies of Chopin & Schreyer (1983) and Goffé & Chopin (1986) take into account the talc but present two significant differences with our observations. The first one, of little importance, is the existence of the garnet–chloritoid–kyanite assemblage. The second one is the presence of chlorite and the absence of talc; a garnet–chloritoid–chlorite association is clearly impossible in the *AFM*-topology proposed by Chopin (1981a).

This latter point requires a brief discussion. We have previously shown on textural and chemical grounds that some chlorite grains are primary. Nevertheless, primary chlorite could have been stabilized by the Fe_2O_3 component,

as stated by Chopin (1979). Two observations argue against this hypothesis. Firstly, structural formulae of chlorites show that they have, if present, a negligible Fe^{3+} content. Secondly, oxide and sulphide parageneses are compatible with low values of oxygen fugacity; in all samples (except CLA 11) only rutile is present whereas phases such as haematite and magnetite, which require relatively high oxygen fugacities (Itaya, Brothers & Black, 1985), have never been observed. Sample CLA 11 contains rutile and pyrite, which indicate a relatively high sulphur fugacity, but does not constrain the oxygen fugacity (Itaya *et al.*, 1985). If garnet–chloritoid–chlorite is considered to be an equilibrium association and if chlorite is not stabilized by the Fe_2O_3 component, one must explain why garnet–chloritoid–talc associations have not been observed in the Sesia zone. This will be discussed in the last section of the paper, with special emphasis on talc–chloritoid associations.

Our observations in the Sesia metapelites lead to the construction of a new *AFM* topology, in order to justify the existence of the three-phase assemblages garnet–chloritoid–kyanite and garnet–chloritoid–chlorite (Fig. 9). Glaucofanite is not reported on this figure, according to the uncertainties on phase relations we have discussed previously. Assemblages with talc are not presently known in the Sesia zone, therefore two possible *AFM* topologies are proposed (Fig. 9a and b).

PHASE RELATIONS IN HP METAPELITES

Predicted phase relations

Any detailed comparison of the studied micaschists with other occurrences of HP metapelites requires a coherent framework. For this purpose we have derived a comprehensive KFMASH multisystem (Fig. 10).

The petrogenetic grid is based on the work of Harte & Hudson (1979), extending it towards higher pressures and adding the phase talc. In consequence, the petrogenetic grid represents all the stable univariant reactions between the phases garnet, staurolite, chloritoid, biotite, chlorite, talc and kyanite in the presence of excess muscovite, quartz and H_2O . We have assumed that the Fe–Mg partitioning between *AFM*-phases is, according to an increasing X_{Mg} ratio, garnet–staurolite–chloritoid–biotite–chlorite–talc. This assumption will be discussed later.

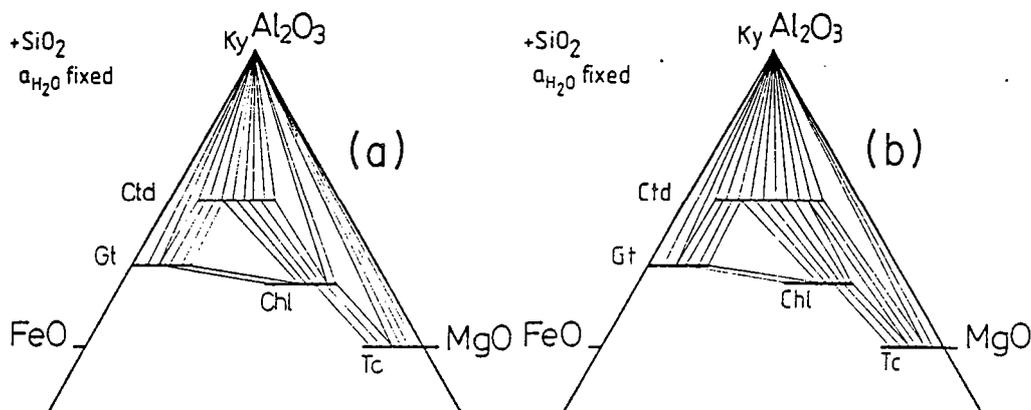
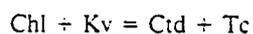


Fig. 9. Possible *AFM* topologies for the Sesia metapelites (projected from quartz, muscovite, paragonite, rutile and H_2O).

For the sake of clarity, only reactions in the kyanite stability field have been represented.

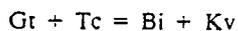
Our purpose is not to discuss details about the location of equilibrium curves but to indicate the major constraints we have taken into account. As pointed out by Harte & Hudson (1979), the various KFMASH reactions must terminate at the corresponding invariant points in the KFMASH or KMASH systems. In addition to the data previously used by Harte & Hudson (1979) and modified by Koons & Thompson (1985), we have taken into account the following new experimental data for the location of some invariant points:

1. The reaction



must terminate at the invariant point (Gt.St.Bi) in the KMASH system which has been located at around 500°C , 20 kbar by Chopin & Monié (1984).

2. The reaction.



must terminate at the invariant point (St.Ctd.Chl) in the KMASH system. This invariant point has been located at around 800°C , 30 kbar as suggested by Chopin (1984) in agreement with calculations using the data of Holland & Powell (1985) (see Appendix).

The main predictions that arise from the P - T grid can be summarized as follows. Figure 11 shows (i) the predicted stability field of four critical associations, namely garnet + chloritoid + chlorite, garnet + chloritoid + kyanite, garnet + chlorite + kyanite and garnet +

talc + kyanite and (ii) the narrow stability field of the talc-chloritoid association. As mentioned above, two *AFM* topologies are possible for the Sesia pelites. In the multisystem (Fig. 10), they correspond to temperature conditions lower than that of the invariant point (St.Bi). The *AFM* topology depicted by Fig. 9a is stable at lower pressures than that depicted by Fig. 9b. The transition from Fig. 9a to Fig. 9b results from the discontinuous reaction $\text{Chl} + \text{Ky} = \text{Ctd} + \text{Tc}$.

Observed phase relations

In order to test the validity of the P - T grid, we now compare (i) the observed associations in metapelites and (ii) the estimated P - T conditions of the HP metamorphism (Fig. 12). This latter point requires the use of rocks other than metapelites, in order to avoid a circular reasoning: independent methods to estimate P - T conditions are generally available in co-facial rocks, notably metabasites.

A general P - T frame for the blueschist and eclogite facies is given in Fig. 12. Major subdivisions in the P - T field are based on the following features:

1. Temperature could be broadly defined by the reaction $\text{Lw} + \text{Ab}$ (or Jd) = $\text{Pa} + \text{Zo} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$, which bounds the field between a low-grade and a high-grade blueschist facies, and by the disappearance of glaucophane + zoisite/epidote, which defines the transition to the eclogite facies. A satisfactory approximation for the limit between the high-grade blueschist and eclogite facies is the upper thermal stability curve for glaucophane of Maresch (1977). One can object

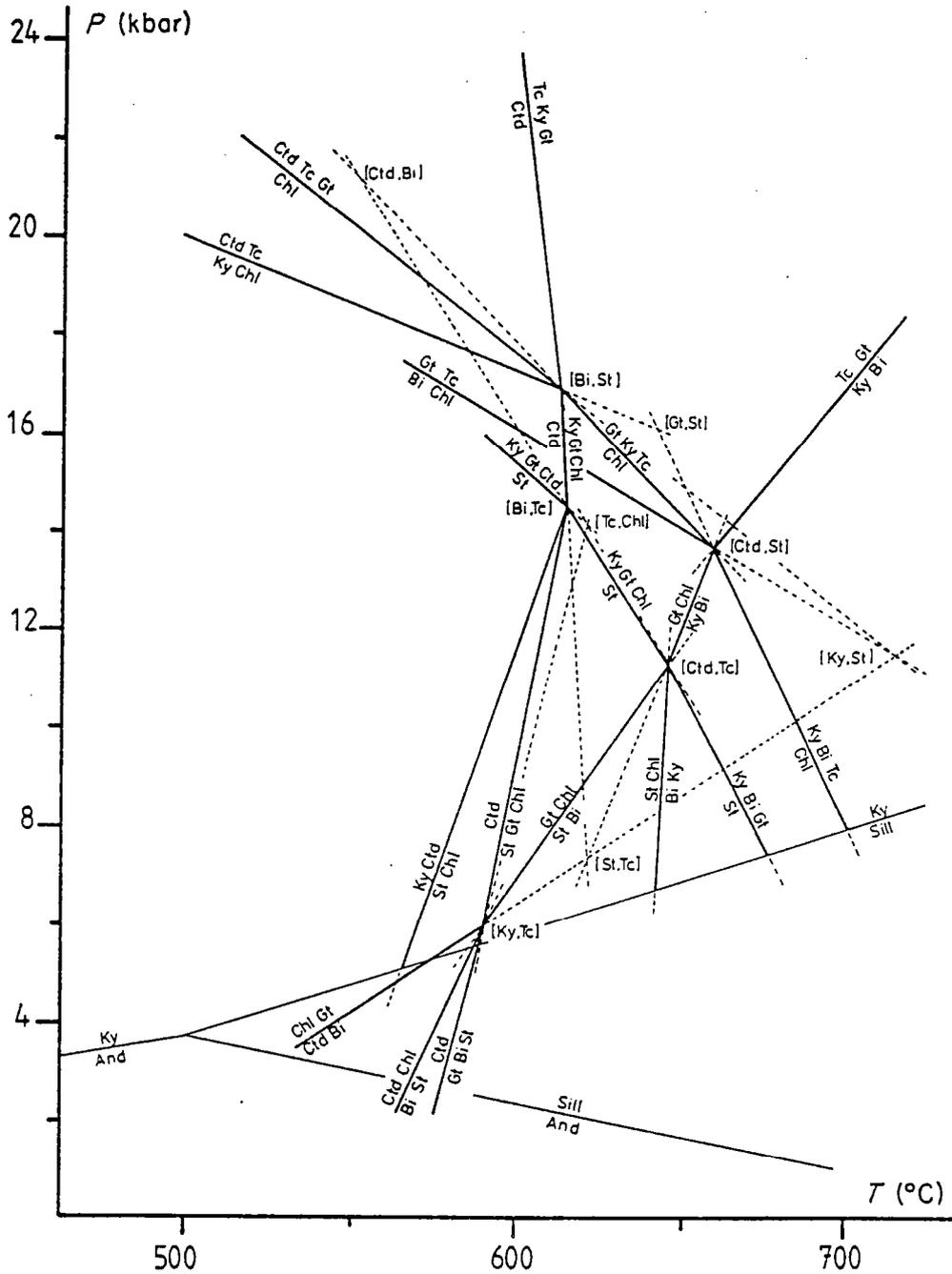


Fig. 10. A KFMASH multisystem for HP metapelites. Invariant points (Ky,Tc), (Bi,Tc) and (Ctd,Tc) corresponds to (Ky,Crd), (Bi,Crd) and (Ctd,Crd) of Harte & Hudson (1979) and Koons & Thompson (1985). Aluminosilicate phase relations after Holdaway (1971).

to the fact that glaucophane is stable at temperatures higher than 550°C, as shown for example by Holland (1979) in the Hohe Tauern. But in

the latter case, glaucophane is more magnesian than that used by Maresch (1977) and does not coexist with zoisite.

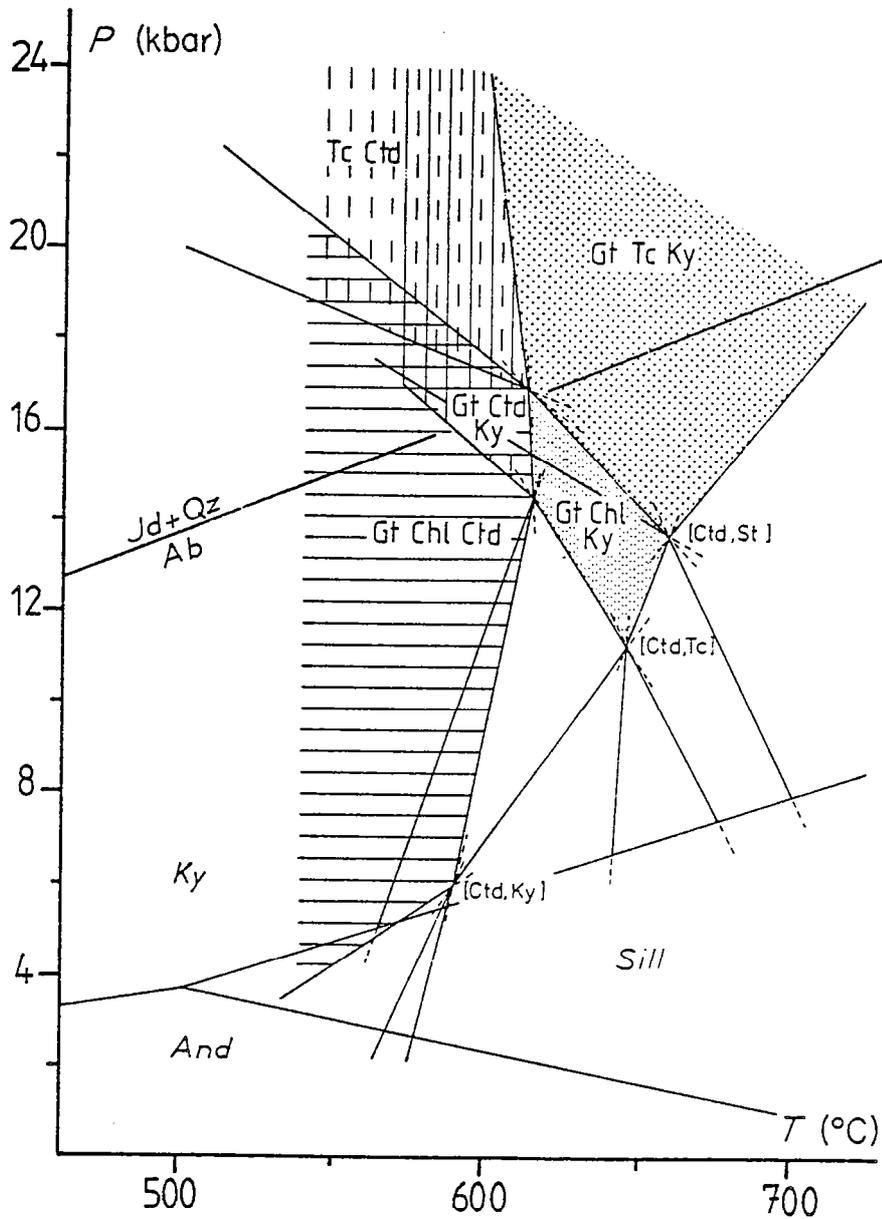


Fig. 11. Critical associations in HP metapelites, as predicted from Fig. 10.

2. Pressure generally can be determined by two methods: (i) the coexistence of sodic pyroxene and quartz which gives estimates of minimum pressures in the lack of plagioclase; (ii) the equilibrium between paragonite, sodic pyroxene and kyanite, whose exact position in the P - T field depends on the value of the H_2O activity. Figure 12 represents these two equi-

bria for the pure end-members and for omphacites with 50 mol.% of jadeite, assuming that the H_2O activity equals 1 (see Appendix for calculations).

The observed parageneses of the HP pelitic rocks have been reported within this broad P - T frame (Fig. 12). It appears clearly that the garnet-chloritoid associations are restricted to

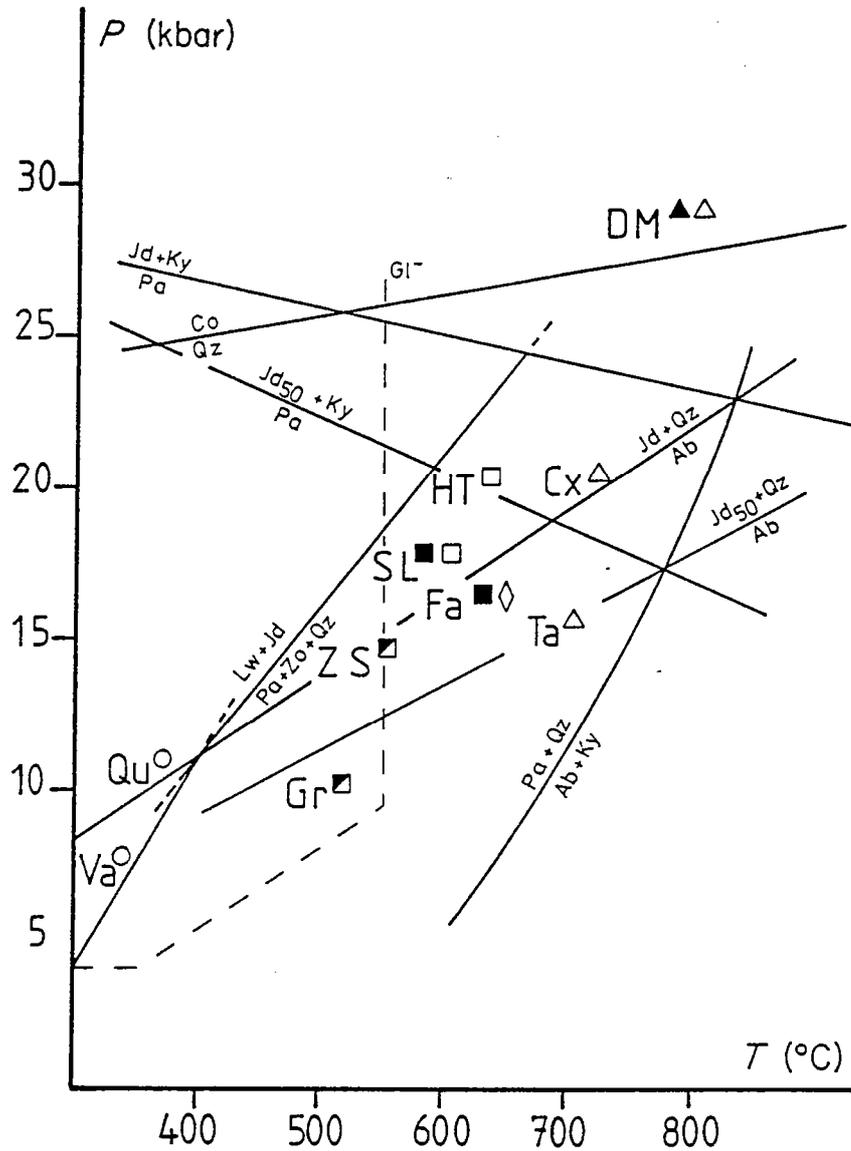


Fig. 12. Observed parageneses in some HP metapelitic rocks (see text for detailed references). Equilibrium curves have been calculated using data in Appendix. Quartz-coesite after Helgeson *et al.* (1978). Glaucophane field after Maresch (1977). (Cx) Champtoceaux nappe, Brittany, France. (DM) Dora-Maira nappe, Western Alps. (Fa) Fairbanks district, Alaska. (Gr) Ile de Groix, Brittany, France. (HT) Hohe Tauern, Eastern Alps. (Qu) Queyras, Western Alps. (SL) Sesia-Lanzo zone, Western Alps. (Ta) Tasmania. (Va) Vanoise, Western Alps. (ZS) Zermatt-Saas Fee zone, Western Alps. (Δ) Gt + Ky. (\blacktriangle) Gt + Ky + Tc. (\square) Gt + Ctd + Ky. (\diamond) Gt + Ctd + St + Ky. (\blacksquare) Gt + Ctd + Che. (\square) Gt + Ctd. (\circ) Fe-Ctd (\pm Mg-Carph).

the high-grade blueschist facies. We will now present a review of available data on observed parageneses in HP metapelites, in order to show that our petrogenetic grid is consistent

with natural occurrences.

1. Fe-rich chloritoid appears in the upper part of the low-grade blueschist facies, as shown by its occurrence in the Vanoise (Goffé, 1982;

Goffé & Velde, 1984) and Queyras regions (Chatterjee, 1971; Caron, 1977) in the Western Alps. Fe-rich chloritoid coexists with Mg-rich carpholite + pyrophyllite or chlorite (Goffé & Chopin, 1986). Its association with garnet has never been established, though it could be possible for a spessartine-rich phase.

2. Critical assemblages at relatively low temperatures, i.e. in the high-grade blueschist facies, are garnet-chloritoid-chlorite and garnet-chloritoid-kyanite (Fig. 11). The garnet-chloritoid-chlorite association is stable from approximately 4 kbar up to 18 kbar, as shown by its common occurrence in medium-pressure metapelites (Albee, 1965; Labotka, 1980; Droop, 1981; Karabinos 1985; Klaper & Bucher-Nurminen, 1987) and in high-pressure metapelites (Brown & Forbes, 1986; Ghent *et al.*, 1987; this paper). Numerous workers have described garnet-chloritoid associations from high-grade blueschists, but phase relations with chlorite and/or glaucophane are generally not well understood. The garnet-chloritoid-kyanite assemblage has only been observed in the high pressure range of the high-grade blueschists, for example in the Hohe Tauern (Spear & Franz, 1986) and the Sesia zone (Pognante *et al.*, 1980; Hy, 1984; this paper). The coexistence of the two critical associations in the Sesia zone strongly constrains the *P-T* conditions of the eclogitic metamorphism.

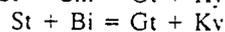
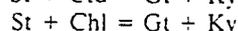
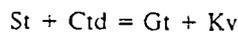
3. Critical assemblages at relatively high temperatures, i.e. in the eclogite facies, are garnet-kyanite-chlorite and garnet-kyanite-talc (Fig. 11). The latter assemblage has been described in Tasmania (Raheim & Green, 1974), Kazakhstan (Udovkina, Muravitskaya & Laputina, 1978, 1980) and in the Dora-Maira nappe in the Western Alps (Chopin, 1984). We would emphasize that the critical three-phase assemblages (Gt-Ky-Ch and Gt-Ky-Tc) are restricted to the most magnesian bulk rock compositions, due to the high pyrope content of the garnet. As a consequence, 'normal', i.e. ferrous to intermediate pelitic compositions, yield somewhat disappointing associations, with only garnet + kyanite, and fail to reveal the presence of an eclogitic metamorphism. This is well illustrated by the examples from Dora-Maira and Champtoceaux nappes (Fig. 12).

The Dora-Maira nappe (Western Alps) has been studied extensively by Chopin (1984, 1985, 1986). Magnesian bulk rock compositions are represented by the famous garnet-talc-kyanite quartzite with coesite relics in gar-

net (Chopin, 1984). Normal pelites from the same unit present garnet-kyanite assemblages but part of the prograde *P-T* path is recorded by staurolite and chloritoid inclusions within garnet cores (Chopin, 1985, 1986). Co-facial quartzites contain a garnet-jadeite-kyanite association (Chopin, 1984, 1986). *P-T* conditions for the eclogitic metamorphism are estimated at around 800°C, 30 kbar.

The Champtoceaux nappe (Brittany, France) is well known for its eclogitic metabasites (e.g. Godard, Kienast & Lasnier, 1981) but eclogitic parageneses were thought to be lacking in the associated metapelites. They are in fact present (Ballèvre, Kienast & Paquette 1987a, 1987b) but only 'normal' pelites are presently known. Therefore it is impossible to determine whether chlorite or talc was in equilibrium with garnet + kyanite. Note that garnet cores contain staurolite and chloritoid inclusions. Parageneses of the associated quartzites, which consist of garnet + omphacite (jadeite 55) + kyanite, have been used to estimate *P-T* conditions at around 700°C, 18–20 kbar (Ballèvre *et al.*, 1987b).

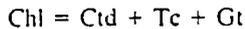
4. In our petrogenetic grid (Figs 10 and 11), the proposed critical assemblages do not contain staurolite for two main reasons. The first one is the preferential partitioning of ZnO into staurolite, which extends its stability field (Spear & Franz, 1986; Reinecke & Franz, 1987). The second is the occurrence of reversals of Fe-Mg partitioning between garnet and staurolite. We have assumed previously that staurolite is always more magnesian than coexisting garnet. Although this is generally the case in medium-pressure metapelites, available data show that the reverse is true in HP rocks (Kazakhstan: Udovkina *et al.*, 1980; Dora-Maira: Chopin, 1985; Champtoceaux: Ballèvre unpublished data). If staurolite is less magnesian than coexisting garnet, the three staurolite-out reactions of Fig. 11 would be replaced by the following equilibria:



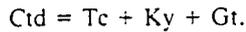
which results in an extended stability field for staurolite. Available data suggest that the reversals of Fe-Mg partitioning between garnet and staurolite occur at *P-T* conditions close to that of the invariant point (Bi,Tc). The main consequence of this partitioning reversal is to allow a strong Mg-enrichment in staurolite.

Talc-chloritoid associations in HP pelites

Figures 10 and 11 show that garnet-chloritoid-chlorite is a stable association in HP metapelites and that the stability field of the garnet-chloritoid-talc association is restricted to high pressures and low temperatures by the two discontinuous equilibria



and



In addition, Figs 10 and 11 predict that the talc-chloritoid association is only stable at pressures higher than about 18 kbar (with excess quartz). Previous work has led to different conclusions (Chopin, 1981a; Chopin & Schreyer, 1983; Chopin & Monié, 1984; Goffé & Chopin, 1986). According to these authors, chlorite from HP pelites plots on the right side of the talc-chloritoid join in the *AFM* projection, such that (i) garnet-chloritoid-chlorite cannot be stable in HP pelites and (ii) garnet-chloritoid-talc is the key association of ferrous to intermediate bulk compositions of HP pelitic rocks. Chopin (1985) and Goffé & Chopin (1986) proposed that the talc-chloritoid pair is stable at pressures higher than about 12 kbar. Thus, it appears necessary to discuss in detail known occurrences of talc-chloritoid assemblages in HP pelites. Such assemblages have already been described from the Eastern Alps and the Western Alps.

1. In the Eastern Alps, talc-chloritoid-kyanite assemblages have been reported from quartz-bearing lenses in the metabasites of the Hohe Tauern (Miller, 1977, 1986) but this association is clearly lacking in metapelites (Miller, 1977; Dachs, 1986; Miller, 1986; Spear & Franz, 1986). This is probably due to unfavourable bulk compositions of pelitic rocks, which never closely approximate the Al_2O_3 -MgO-SiO₂-H₂O system. Estimated *P-T* conditions in the eclogites (Holland, 1979) and metacarbonates (Franz & Spear, 1983) are compatible with the stability of the talc-chloritoid-kyanite assemblage as shown in Fig. 10.

2. In the Western Alps, talc-chloritoid associations have been described in quartz-bearing metapelites and quartz-free metabasites; both have been reported on the same map by Goffé & Chopin (1986) but only talc-chloritoid-bearing metapelites are discussed here.

Garnet-chloritoid-talc associations were discovered by Chopin (1979, 1981a, 1981b) in the Gran Paradiso area. Most of the samples described present more than three *AFM* phases: garnet-chloritoid-talc coexist with glaucophane or glaucophane + chlorite. Only two samples (8.36 and 8.40) present a three-phase assemblage, provided that chlorite is secondary, which cannot be assessed accurately. Detailed chemistry of coexisting phases is not available for chloritoid-bearing micaschists (Chopin, 1981a, 1981b). In all samples studied by Chopin (1979), chlorite was more Fe-rich than the talc-chloritoid join, except in one sample (GP 12), where chlorite was slightly more magnesian than the talc-chloritoid join (see fig. 2.16 of Chopin, 1979). These data led Chopin (1979) to the conclusion that the stability field of chlorite was increased by the Fe₂O₃ component. For these reasons the garnet-chloritoid-talc associations cannot be used to constrain possible *AFM* topologies.

Other occurrences of talc + chloritoid assemblages have been described by Chopin (1979, 1981a) and Chopin & Monié (1984) in highly magnesian bulk compositions from the Gran Paradiso and Monte Rosa nappes, which most probably result from metasomatic transformations in HP shear zones (Ballèvre, 1986; Dal Piaz & Lombardo, 1986). The Monte-Rosa micaschist (Chopin & Monié, 1984) contains a chloritoid-chlorite-talc-kyanite assemblage which is related to the $\text{Chl} = \text{Ctd} + \text{Tc} + \text{Ky}$ equilibrium (Chopin & Monié, 1984) but could equally well be controlled by the $\text{Chl} + \text{Ky} = \text{Ctd} + \text{Tc}$ equilibrium, depending on the position of chlorite with respect to the talc-chloritoid join. Chemical data on coexisting phases show that chlorite compositions plot very close to the talc-chloritoid join (Chopin & Monié, 1984) and do not permit any definite conclusion.

Estimated *P-T* conditions for the eclogitic metamorphism in the Gran Paradiso and Monte Rosa nappes (Ballèvre, 1986; Dal Piaz & Lombardo, 1986) are outside the stability field of talc + chloritoid, as predicted from Fig. 10. This is also true in the Sesia zone and explains why garnet-chloritoid-talc assemblages have not been observed there. Talc-chloritoid assemblages can develop if $a(\text{H}_2\text{O})$ is reduced, which was the case for the Monte Rosa micaschist according to Chopin & Monié (1984).

In conclusion, garnet-chloritoid-talc cannot be considered as a key assemblage in HP pelitic rocks, as previously advocated by Chopin

Table 5. Source of thermodynamic data for the reaction $Ctd + Qz = Gt + Ky + H_2O$

Phase	Source of thermodynamic data	Activity model
almandine } chloritoid }	Droop & Bucher-Nurminen (1984)	$a_{alm}^{gr} = X_{Tc}^3$
kyanite } quartz }		
H_2O	Holland & Powell (1985)	$a_{H_2O}^{fl} = X_{Tc}^2 \cdot X_{M,MO}$

(1981a). Chopin & Schreyer (1983) and Goffé & Chopin (1986). However, talc-chloritoid assemblages can be used to estimate P - T conditions in metapelites provided that (i) they can be reduced to the FMASH or KFMASH systems and (ii) an independent estimate of $a(H_2O)$ is available.

CONCLUSIONS

1. Pelitic rocks in the Sesia zone display two main HP associations: in addition to quartz, phengite, paragonite and rutile they contain either garnet + chloritoid + kyanite or garnet + chloritoid + chlorite. Garnet-chloritoid-talc has never been observed despite a systematic search. Mineral compositions indicate equilibrium of garnet-chloritoid-kyanite and garnet-chloritoid-chlorite. The distinction between these equilibria is determined by bulk X_{Mg} , not by P - T or redox state. P - T conditions of the eclogitic metamorphism have been estimated at around 550–600°C, 15–18 kbar.

2. The coexistence of garnet-chloritoid-chlorite and garnet-chloritoid-kyanite associations in the same unit has been used to construct a new AFM topology for pelitic rocks metamorphosed under high-grade blueschist conditions, where garnet-chloritoid-talc is not stable. A KFMASH petrogenetic grid has been derived, extending the grid of Harte & Hudson (1979) towards higher pressures and adding the phase talc. In this multisystem we show the relative stability field of four critical assemblages, namely garnet-chloritoid-chlorite and garnet-chloritoid-kyanite at relatively low temperatures, garnet-chlorite-kyanite and garnet-talc-kyanite at relatively high temperatures. Talc-chloritoid assemblages are restricted to pressures higher than 18 kbar (with excess H_2O). A review of HP associations in metape-

lites shows that our petrogenetic grid is consistent with natural parageneses.

APPENDIX

All equilibrium curves have been calculated using data from Powell & Holland (1985) and Holland & Powell (1985), except for the reaction $Ctd + Qz = Gt + Ky + H_2O$, for which we used data from Table 5. Activity models for omphacitic pyroxenes were taken from Cohen (1986). E. le Goff wrote the computer program for calculating equilibrium curves.

ACKNOWLEDGEMENTS

Many thanks are due to Jean-Robert Kienast for his helpful suggestions during the course of this work and to Serge Fourcade for improving the English text. Critical reviews of an earlier version of the manuscript by J.M. Lardeaux and U. Pognante are gratefully acknowledged. Two anonymous referees provided fruitful comments. M.C. Bréhier typed the manuscript. Y. Gautier provided sample AGN 6.

REFERENCES

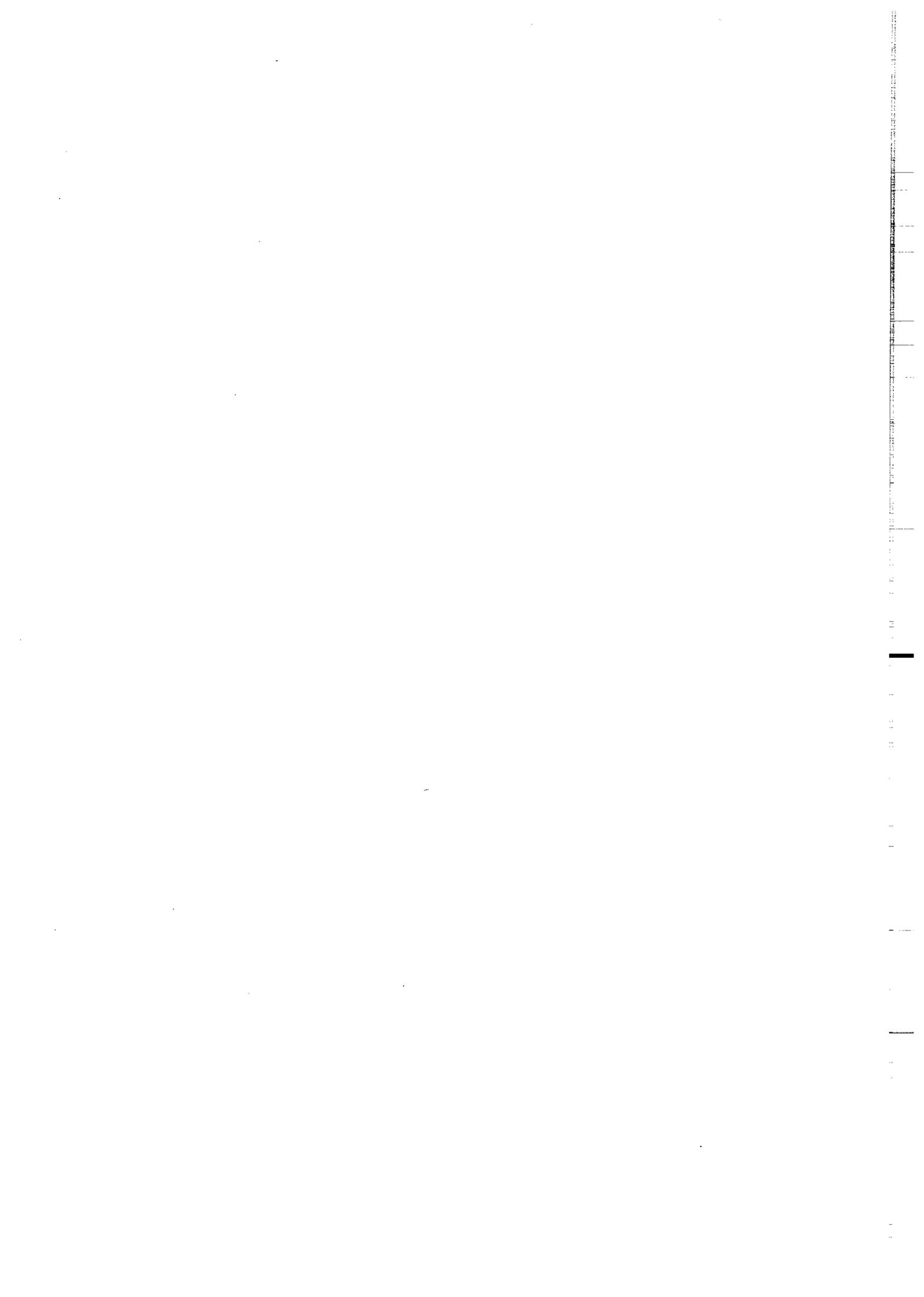
- Albee, A.L., 1965. Phase equilibria in three assemblages of kyanite-zone pelitic schists, Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont. *Journal of Petrology*, **6**, 246–301.
- Anovitz, L.M. & Essene, E.S., 1982. Phase equilibria in the system Fe-Al-Si-O-H. *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, **14**, 434.
- Ballèvre, M., 1986. Collision continentale et chemin P - T dans les Alpes occidentales: la nappe pennique du Grand Paradis. *Thèse d'Université, Université de Rennes*.
- Ballèvre, M., Kienast, J.R. & Paquette, J.L., 1987(a). Hercynian eclogitic associations in the Southern Armorican massif (France): their implications for the thickening history. *Terra Cognita*, **7**, 175 (abstract).

- Ballèvre, M., Kienast, J.R. & Paquette, J.L., 1987(b). Le métamorphisme écolitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif Armoricain). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, (II), 305, 127-131.
- Ballèvre, M., Kienast, J.R. & Vuichard, J.P., 1986. La "nappe de la Dent-Blanche" (Alpes occidentales): deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 79, 57-74.
- Bearth, P., Dal Piaz, G.V., Elter, G., Gosso, G., Martinotti, G. & Nervo, R., 1980. Il lembo di ricoprimento del Monte Emilius, Dent Blanche s.l. Osservazioni preliminari. *Atti della Accademia delle Scienze di Torino*, 14, 227-241.
- Berman, R.G., Brown, T.H. & Greenwood, H.J., 1985. An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Atomic Energy of Canada Limited*, TR-377, 1-62.
- Brown, E.H. & Forbes, R.B., 1986. Phase petrology of eclogitic rocks in the Fairbanks district, Alaska. *Geological Society of America, Memoir*, 164, 155-167.
- Caron, J.M., 1977. Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse Orientale. *Sciences géologiques, Mémoires*, 48, 1-326.
- Chatterjee, N.D., 1971. Phase equilibria in the Alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira Massif, Western Italian Alps. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 114, 181-245.
- Chopin, C., 1979. De la Vanoise au Grand Paradis: une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. *Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI*.
- Chopin, C., 1981a. Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. *Journal of Petrology*, 22, 628-650.
- Chopin, C., 1981b. Mise en évidence d'une discontinuité du métamorphisme entre le massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales françaises). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), 23, 297-301.
- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 107-118.
- Chopin, C., 1985. Les relations de phases dans les métapelites de haute pression. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI*.
- Chopin, C., 1986. Very-high-pressure metamorphism in the Western Alps: implications for subduction of continental crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A-321, 183-197.
- Chopin, C. & Maluski, H., 1980. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ dating of high-pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking-temperature concept. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 109-122.
- Chopin, C. & Monie, P., 1984. A unique magnesiochloritoid-bearing, high-pressure assemblage from the Monte Rosa, Western Alps: petrologic and $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ radiometric study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87, 388-399.
- Chopin, C. & Schreyer, W., 1983. Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists in the model system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *American Journal of Science*, 283-A, 72-96.
- Cohen, R.E., 1986. Thermodynamic solution properties of aluminous clinopyroxenes: nonlinear least squares refinements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 563-575.
- Compagnoni, R., 1977. The Sesia-Lanzo zone: high pressure-low temperature metamorphism in the austroalpine continental margin. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33, 335-374.
- Compagnoni, R., Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C., Gosso, G., Lombardo, B. & Williams, P.F., 1977. The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust, with alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33, 281-334.
- Compagnoni, R. & Maffeo, B., 1973. Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo zone, Western Italian Alps). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 53, 355-378.
- Dachs, E., 1986. High-pressure mineral assemblages and their breakdown products in metasediments South of the Grossvenidiger, Tauern Window, Austria. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 66, 145-161.
- Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C. & Martinotti, G., 1972. La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nord-occidentali interne. *Memorie della Società geologica Italiana*, 11, 433-466.
- Dal Piaz, G.V. & Lombardo, B., 1986. Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the north-western Alps. *Geological Society of America, Memoir*, 164, 249-265.
- Dal Piaz, G.V., Lombardo, B. & Gosso, G., 1983. Metamorphic evolution of the Monte Emilius klippe (Dent Blanche nappe, Western Alps). *American Journal of Science*, 283-A, 438-458.
- Dickenson, M.P. & Hewitt, D.A., 1986. A garnet-chlorite geothermometer. *Abstracts with Programs, Geological Society of America*, 18, 584.
- Droop, G.T.R., 1981. Alpine metamorphism of pelitic schists in the Southeast Tauern Window, Austria. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 61, 237-273.
- Droop, G.T.R. & Bucher-Nurminen, K., 1984. Reaction textures and metamorphic evolution of sapphirine-bearing granulites from the Gruf Complex, Italian Central Alps. *Journal of Petrology*, 25, 766-803.
- Feininger, T., 1980. Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. *Journal of Petrology*, 21, 107-140.
- Fletcher, C.J.N. & Greenwood, H.J., 1979. Metamorphism and structure of Penfold Creek area near Quesnel Lake, British Columbia. *Journal of Petrology*, 20, 743-794.
- Franchi, S., 1901. Relazione sul rilevamento compiuto per la campagna geologica del 1900 (Monte Bianco, Biellese). *Bollettino del Reale Comitato*

- Geologica d'Italia*, 32, 37-39.
- Franz, G. & Spear, F.S., 1983. High-pressure metamorphism of siliceous dolomites from the Central Tauern Window, Austria. *American Journal of Science*, 283-A, 396-413.
- Ganguly, J., 1972. Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *Journal of Petrology*, 13, 335-365.
- Ghent, E.D., Stout, M.Z., Black, P.M. & Brothers, R.N., 1987. Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, Northern New Caledonia. *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 239-254.
- Godard, G., Kienast, J.R. & Lasnier, B., 1981. Retromorphic development of glaucophane in some eclogites, East of Nantes (Massif Armorica, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78, 126-135.
- Goffé, B., 1982. Définition du faciès à Fe-Mg-carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris, VI*.
- Goffé, B. & Chopin, C., 1986. High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 66, 41-52.
- Goffé, B. & Velde, B., 1984. Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages. *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 351-360.
- Green, F.H. & Hellman, P.L., 1982. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15, 253-266.
- Harte, B. & Hudson, N.F.C., 1979. Pelite facies series and pressures of Dalradian metamorphism in E-Scotland. In *The Caledonides of the British Isles—Reviewed*. Geological Society of London Special Publication, 8, 323-337. Blackwell Scientific Publications Ltd, Oxford.
- Heinrich, C.A., 1982. Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81, 30-38.
- Helgeson, H.C., Delany, J.M., Nesbitt, H.W. & Bird, D.K., 1978. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *American Journal of Science*, 278-A, 1-229.
- Hemingway, B.S. & Robie, R.A., 1984. Heat capacity and thermodynamic functions for gehlenite and staurolite, with comments on the Schottky anomaly in the heat capacity of staurolite. *American Mineralogist*, 69, 307-318.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30, 277-292.
- Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271, 97-131.
- Holland, T.J.B., 1979. High-water activities in the generation of high-pressure kyanite eclogites of the Tauern Window, Austria. *Journal of Geology*, 87, 1-27.
- Holland, T.J.B. & Powell, R., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 343-370.
- Hunziker, J.C., 1974. Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 31, 1-54.
- Hurford, A.J. & Hunziker, J.C., 1985. Alpine cooling history of the Monte Mucrone eclogites (Sesia-Lanzo zone): fission track evidences. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 65, 325-334.
- Hy, C., 1984. Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques du Mont Mucrone (zone Sesia-Lanzo, Alpes italiennes). *Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI*.
- Itaya, T., Brothers, R.N. & Black, P.M., 1985. Sulfides, oxides and sphene in high-pressure schists from New-Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 151-162.
- Karabinos, P., 1985. Garnet and staurolite producing reactions in a chlorite-chloritoid schist. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 262-275.
- Klaper, E.M. & Bucher-Nurminen, K., 1987. Alpine metamorphism of pelitic schists in the Nufenen Pass area, Lepontine Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 5, 175-194.
- Koons, P.O., 1982. An investigation of experimental and natural high-pressure assemblages from the Sesia zone, Western Alps, Italy. *Thesis, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich*.
- Koons, P.O., 1986. Relative geobarometry from high-pressure rocks of quartzofeldspathic composition from the Sesia zone, Western Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, 322-334.
- Koons, P.O. & Thompson, A.B., 1985. Non-mafic rocks in the greenschist, blueschist, and eclogite facies. *Chemical Geology*, 50, 3-30.
- Labotka, T.C., 1980. Petrology of a medium-pressure regional metamorphic terrane, Funeral Mountains, California. *American Mineralogist*, 65, 670-689.
- Lardeaux, J.M., 1981. Evolution tectono-métamorphique de la zone nord du massif de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales): un exemple d'éclogitisation de croûte continentale. *Thèse 3è cycle, Université de Paris VI*.
- Lardeaux, J.M., Gosso, G., Kienast, J.R. & Lombardo, B., 1982. Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bulletin de la Société géologique de France*, 4, 793-800.
- Leupolt, L. & Franz, G., 1986. Zink-Staurolith aus Metasedimenten der Eklogitzone, Tauern-Osterreich. *Fortschritte der Mineralogie*, 64, 96.
- Maresch, W.V., 1977. Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109-125.
- Massone, H.J. & Schreyer, W., 1985. Phengite barometry in assemblages with kyanite, Mg-rich silicates and a SiO₂ phase. *Terra Cognita*, 5, 432.
- Massone, H.J. & Schreyer, W., 1987. Phengite geo-

- barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**, 212-224.
- Massone, H.J., Mirwald, P.W. & Schreyer, W., 1981. Experimentelle Überprüfung der Reaktionskurve Chlorit + Quartz = Talk + Disthen im System MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Fortschritte der Mineralogie*, **59**, 122-123.
- Miller, C., 1977. Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. *Tschermacks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **24**, 221-277.
- Miller, C., 1986. Alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **66**, 139-144.
- Oberhaensli, R., Hunziker, J.C., Martinotti, G. & Stern, W.B., 1985. Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: an example of eo-alpine eclogitisation of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. *Chemical Geology*, **52**, 165-184.
- Pigage, L.C. & Greenwood, M.J., 1982. Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. *American Journal of Science*, **282**, 943-969.
- Pognante, U., Compagnoni, R. & Gosso, G., 1980. Micro-mesostructural relationships in the continental eclogitic rocks of the Sesia-Lanzo zone: a record of a subduction cycle. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **36**, 169-186.
- Powell, R. & Holland, T.J.B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlation: 1. Methods and a worked example. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 327-342.
- Raheim, A. & Green, D.H., 1974. Talc-garnet-kyanite-quartz schist from an eclogite-bearing terrane, Western Tasmania. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **43**, 223-231.
- Rao, B.B. & Johannes, W., 1979. Further data on the stability of staurolite + quartz and related assemblages. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, **10**, 437-447.
- Reinecke, T. & Franz, G., 1987. Formation of zirconian spinel, ilmenite and staurolite in low to medium-grade metapelites. *Terra Cognita*, **7**, 287 (abstract).
- Reinsch, D., 1979. Glaucophanites and eclogites from Val Chiusella, Sesia-Lanzo zone (Italian Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**, 257-266.
- Richardson, S.W., 1968. Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Journal of Petrology*, **9**, 467-499.
- Rubie, D.C., 1984. A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. *Journal of Geology*, **92**, 21-35.
- Spalla, M.I., De Maria, L., Gosso, G., Miletto, M. & Pognante, U., 1983. Deformazione e metamorfismo della zona Sesia-Lanzo meridionale al contatto con la falda piemontese en con il massiccio di Lanzo, Alpi occidentali. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **26**, 499-514.
- Spear, F.S. & Franz, G., 1986. P-T evolution of metasediments from the eclogite zone, south-central Tauern Window, Austria. *Lithos*, **19**, 219-234.
- Stella, A., 1894. Relazione sul rilevamento eseguito nell'anno 1893 nelle Alpi Occidentali (Valli dell'Orco e della Soana). *Bollettino del Reale Comitato Geologica d'Italia*, **25**, 343-371.
- Stöckhert, B., Jäger, E. & Voll, G., 1986. K-Ar age determinations on phengites from the internal part of the Sesia Zone, Western Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**, 456-470.
- Thompson, J.B., 1957. The graphical analysis of mineral assemblage in pelitic schists. *American Mineralogist*, **42**, 842-858.
- Thompson, J.B., 1972. Oxides and sulfides in regional metamorphism of pelitic schists. *24th International Geological Congress, Montreal, Quebec, Proceeding Section*, **10**, 27-35.
- Thompson, A.B., Tracy, R.J., Lyttle, P.T. & Thompson, J.B., 1977. Prograde reactions histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts schist, Vermont. *American Journal of Science*, **277**, 1152-1167.
- Triboulet, C., 1974. Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (Morbihan, France): étude minéralogique et pétrogénétique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **45**, 65-90.
- Udovkina, N.G., Muravitskaya, G.N. & Laputina, I.P., 1978. Phase equilibria in the talc-garnet-kyanite rocks of the Kokchetav block, Northern Kazakhstan. *Izvestija Akademii Nauk, SSSR, Serija Geologicheskaja*, **7**, 55-64.
- Udovkina, N.G., Muravitskaya, G.N. & Laputina, I.P., 1980. Talc-garnet-kyanite rocks of the Kokchetav block, Northern Kazakhstan. *Doklady Earth Science Section*, **237**, 202-205.
- Velde, B., 1967. Note sur un micaschiste à chloritoïde et glaucophane de l'île de Groix, Morbihan. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*, **90**, 265-266.
- Vuichard, J.P., 1986. Cinématique éoalpine et alpine en zone Sesia-Lanzo (Alpes Occidentales). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, (II), **303**, 1333-1338.
- Vuichard, J.P., 1987. The Sesia-Lanzo zone (Internal Western Alps): a result of a two-stage stacking of three units. *Terra Cognita*, **7**, 95 (abstract).
- Winkler, M.G.F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Inc., New York.
- Yardley, B.W.D., 1981. A note on the composition and stability of Fe-staurolite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, (1981) **3**, 127-132.

Received 27 February 1987; revision accepted 26 August 1987



Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY -** Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET -** Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER -** Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -**Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD -** Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN -** Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE -** Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tabl., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE -** Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tabl., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATTIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tabl., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tabl., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

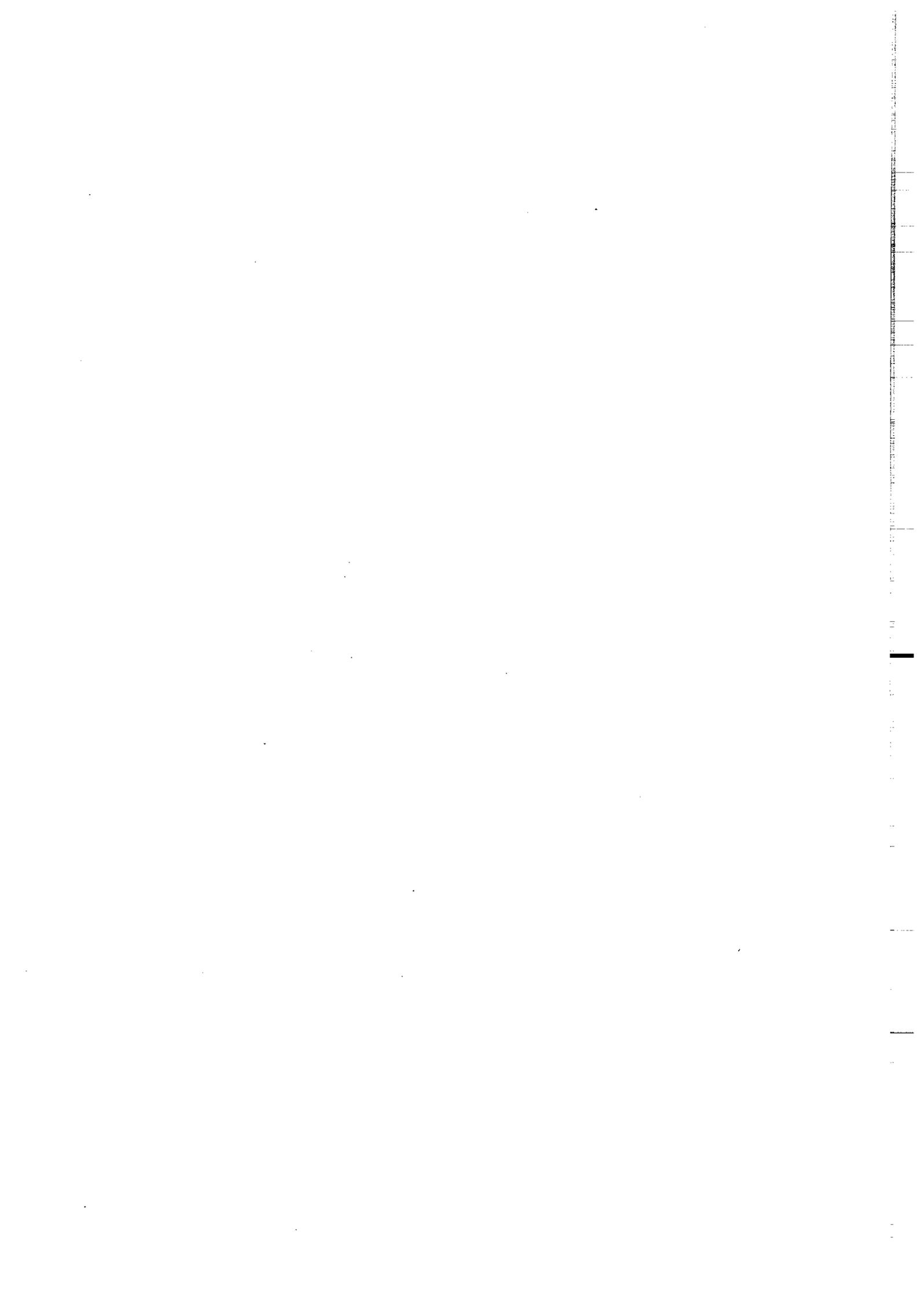
Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM
ORGANISME
ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :			Total	
1 volume : 15,00 F.			Frais d'envoi	
			Montant total	

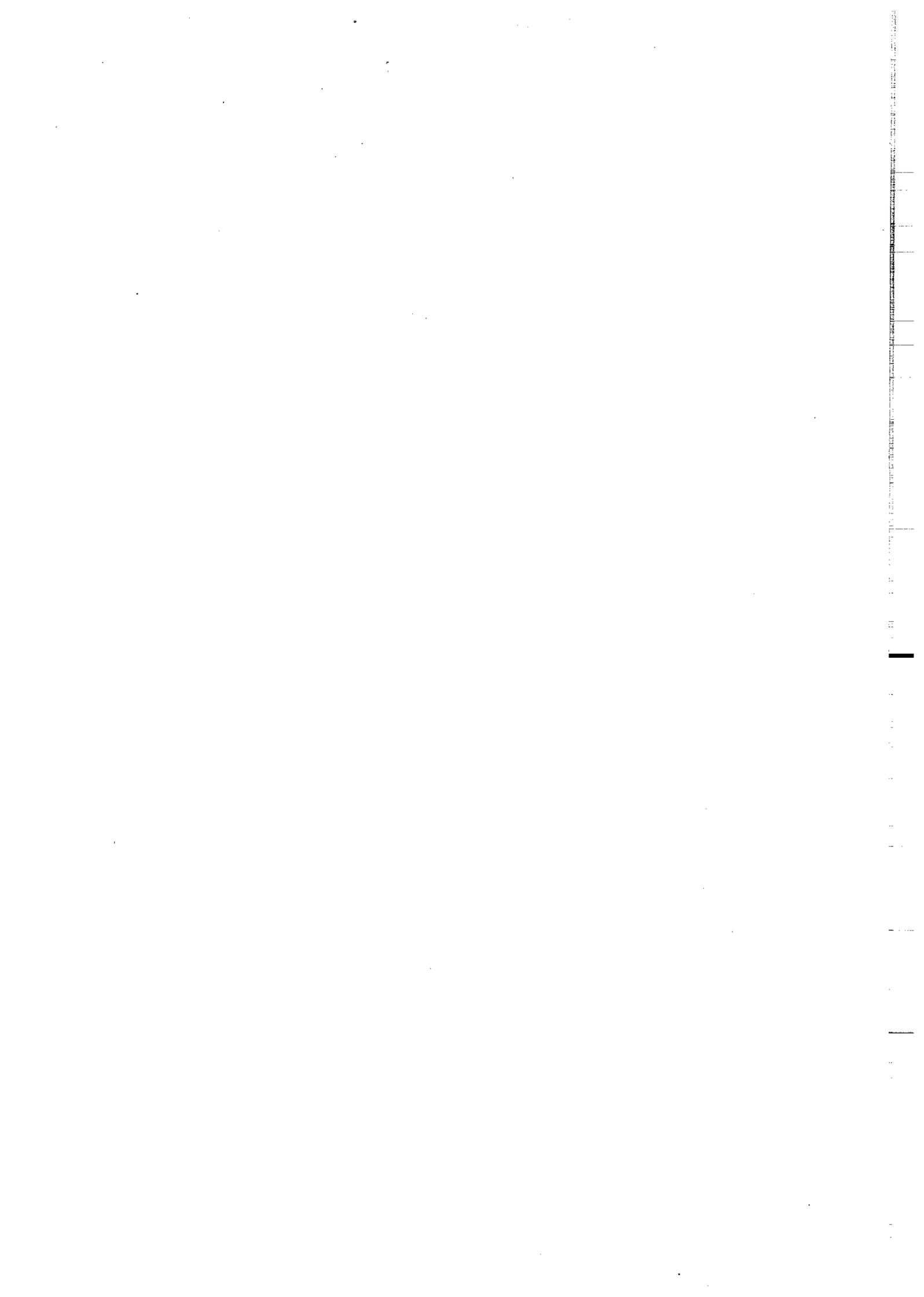
Veillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.



Imprimé au CAESS

Dépot Légal

2ème trimestre 1989



RESUME

Dans les Alpes occidentales la collision a superposé, de bas en haut, unités européennes, océaniques et apuliennes. L'objectif de l'étude est (1) de préciser la cinématique des étapes précoces de la collision (événement éoalpin) et (2) de définir l'histoire de l'épaississement dans la partie interne de l'arc alpin. L'unité choisie est la zone Sesia-Lanzo, qui représente la partie distale de la marge apulienne.

Après une description des unités, l'évolution P-T-t des trois unités majeures de la zone Sesia-Lanzo ("gneiss minuti", seconde zone diorito-kinzigitique (IIDK) et "micaschistes éclogitiques") est étudiée. Ces trois unités ont subi des histoires tectonométamorphiques différentes. La construction d'un multisystème KFMASH s'appliquant aux métapélites de haute pression montre une concordance entre les relations de phases prédites et les associations observées. L'étude des relations de phases dans les métapélites de haute pression nous permet de mettre en évidence de faibles différences de conditions du métamorphisme éclogitique entre la IIDK et les "micaschistes éclogitiques". Les conditions P-T sont de l'ordre de 16 kbar, 550-600°C dans la partie interne des "micaschistes éclogitiques" et d'environ 14 kbar, 500°C dans la IIDK.

L'analyse de la déformation dans la zone Sesia-Lanzo fait l'objet d'une étude détaillée. Deux déformations alpines majeures sont identifiées. La première se déroule dans les conditions du faciès éclogite. Elle est forte et globalement homogène dans l'unité des "micaschistes éclogitiques". L'orientation des linéations d'étirement fini synéclogitiques est en moyenne N150. Cette déformation est associée à la mise en place de la IIDK sur les "micaschistes éclogitiques" du SE vers le NW.

La deuxième déformation se déroule dans les conditions du faciès schiste vert. Elle est intense dans l'unité des "gneiss minuti". La deuxième déformation est associée au chevauchement vers l'ouest de l'ensemble IIDK + "micaschistes éclogitiques" sur les "gneiss minuti".

La zone Sesia-Lanzo est donc le résultat de deux empilements. Au cours de l'événement éoalpin, la IIDK chevauche l'unité des "micaschistes éclogitiques". Les "gneiss minuti" sont probablement situés au-dessus de la IIDK. Lors du deuxième événement, l'édifice précédent est découpé. L'ensemble IIDK + "micaschistes éclogitiques" est charrié sur les "gneiss minuti".

Les observations effectuées dans la zone Sesia-Lanzo sont ensuite confrontées aux données disponibles dans la partie interne des Alpes occidentales. Un schéma d'évolution tectonique est proposé pour les Alpes occidentales. La cinématique de la collision au cours de l'événement éoalpin est discutée.

Mots-clés : Alpes occidentales - Zone Sesia-Lanzo - Collision alpine - Tectonique - Pétrologie - Métapélites - Histoire P-T